



Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire

Stalin Benitez

► To cite this version:

Stalin Benitez. Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT: . tel-00542421

HAL Id: tel-00542421

<https://theses.hal.science/tel-00542421>

Submitted on 2 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire

par Stalin Benito BENÍTEZ*

RÉSUMÉ. — L'analyse des séries de la péninsule équatorienne fondée sur les observations stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques ainsi que des données industrielles (profils sismiques, forages) permet de préciser l'évolution géodynamique de cette région, l'un des plus anciens champs pétroliers du monde. Trois grandes étapes sont distinguées, avant pendant et après la collision de ce terrain océanique avec l'Amérique du Sud.

Durant l'étape pré-collisionnelle (Aptien supérieur - Paléocène supérieur 108-53 Ma) la région est un domaine océanique ; après mise en place d'une croûte océanique (Piñón) s'installe un système d'arc insulaire intraocéanique qui tend à émerger et dont les produits alimentent la sédimentation.

Ce système entre en collision avec l'Amérique du Sud vers la limite Paléocène-Eocène et subit des déformations et des rotations de blocs qui aboutiront à une émergence généralisée à la fin de l'Oligocène.

A partir du Miocène inférieur et jusqu'à nos jours (24-0 Ma) la province côtière équatorienne constitue le système d'avant-arc associé à la subduction de la lithosphère océanique de Nazca sous la plaque américaine. Cette subduction oblique est la cause d'une déformation non homogène. Le domaine côtier est tronçonné par des failles majeures jouant en décrochement (système Guayaquil, Carrizal, La Cruz, Jipijapa) déterminant l'apparition de bassins en transtension caractérisés par une subsidence importante durant le Néogène. La lithosphère qui entre en subduction comporte des dorsales asismiques qui du fait de l'obliquité balayent la marge américaine entraînant d'importants mouvements verticaux.

MOTS CLÉS. — Côte équatorienne, Crétacé, Tertiaire, Sédimentation, Déformation, Subduction, Terranes océaniques, Arc insulaire, Collision.

The geodynamic evolution of the coastal Ecuadorian province during the upper Cretaceous-Tertiary

ABSTRACT. — Stratigraphic, sedimentologic and structural observations in the field as well as seismic and well data are used to model the precise geodynamic evolution of the coastal Ecuadorian province, one of the oldest oil field in the world. Three main evolutionary stages are distinguished.

During the first stage (Late Aptian to Late Paleocene 108-53 MY) the Ecuadorian coastal province experienced an oceanic evolution. After emplacement of the oceanic crust (Piñón Fm), a locally emergent island arc developed that was subaerially eroded depositing greywacke sediments on the oceanic crust.

The second stage is characterised by the collision of coastal Ecuador with the South America plate at the end of Paleocene. This results in deformations (folds and faults) and its fragmentation in small blocks which experienced rotations. At the end of

* Petroecuador, Casilla 10829, Guayaquil, Équateur

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Grenoble, soutenue le 11 Juillet 1995, pour l'obtention du Diplôme de Doctorat Spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen :

H. Arnaud	Président
G. Mascle	Directeur
B. Beaudouin	Rapporteur
J.F. Stephan	Rapporteur
C. Beck	Examineur
R. Marocco	Examineur

Oligocene, shortening and thickening resulted in general subaerial exposure.

During the third evolutionary stage from early Miocene to Present (24 to 0 MY) the Ecuadorian coastal Province represent the fore arc of the South American Pacific margin. As the subduction of Nazca lithosphere below South America is highly oblique, the fore arc area is broken by transcurrent fault systems (Guayaquil, Carrizal, La Cruz, Jipijapa) ; transtensional pull apart basins develop characterised by a strong neogene subsidence. The occurrence of a seismic ridge on the subducting lithosphere, which sweep along the margin, results in important vertical variations.

KEY WORDS. — Coastal Ecuador, Cretaceous, Tertiary, Sedimentation, Deformation, Subduction, Oceanic terranes, Island arc, Collision.

Evolución geodinámica de la provincia sur-equatoriana en el Cretáceo superior-Terciario

RESÚMEN. — Se analiza la serie sedimentaria de la Península sur-equatoriana, en base a observaciones estratigráficas, sedimentológicas y tectónicas, así como a datos de la industria petrolera (líneas sísmicas, pozos). Este estudio permite precisar la evolución geodinámica de esta zona, uno de los campos petroleros más antiguos del mundo. Se distinguen tres etapas mayores, antes, durante y después de la colisión de estos terrenos con la placa América del Sur.

Durante la etapa pre-colisión (Aptiano superior-Paleoceno superior, 108-53 Ma), la zona es un dominio oceánico ; después de la formación de la corteza oceánica (Piñón), se desarrolla un sistema de arco insular intraoceánico que tiende a emerger, y cuyos productos alimentan la sedimentación en la cuenca oceánica.

Este sistema colisiona con América del Sur cerca al límite Paleoceno-Eoceno, y experimenta deformaciones (fallas y pliegues) y rotaciones de bloques. El acortamiento y engrosamiento cortical culminan al fin del Oligoceno con la emersión generalizada de la zona.

Desde el Mioceno inferior hasta ahora (24-0 Ma), la provincia costera ecuatoriana constituye una zona de ante-arco ligada con la subducción de la litósfera oceánica de la placa Nazca por debajo de la placa sur-americana. La oblicuidad de la subducción es causa de una deformación no homogénea. La zona costera está cortada por importantes fallas de rumbo (sistema Guayaquil, Carrizal, La Cruz, Jipijapa) que determinan la aparición de cuencas en transtensión caracterizadas por una subsidencia importante durante el Neógeno. La litósfera en curso de subducción comprende dorsales asísmicas que, debido a la convergencia oblicua, barren la margen americana y provocan importantes movimientos verticales.

PALABRAS-CLAVES. — Costa de Ecuador, Cretáceo, Terciario, Sedimentación, Deformación, Subducción, Terreno oceánico, Arco insular, Colisión.

Chapitre I

INTRODUCTION

1. – OBJECTIF, MÉTHODES, LOCALISATION

L'objectif de cette étude est d'intégrer les données stratigraphiques et structurales des bassins d'avant-arc de l'Équateur, notamment ceux du SO, pour développer un modèle géodynamique de l'avant-arc équatorien qui prenne en compte l'évolution du remplissage sédimentaire et les relations avec les portions adjacentes du système de subduction équatorien.

Les méthodes utilisées sont notamment :

- révision bibliographique exhaustive ;
- analyse de détail des coupes stratigraphiques représentatives des périodes géologiques étudiées ;
- interprétation des lignes sismiques et corrélation avec des forages ;
- analyses biostratigraphiques et pétrographiques en laboratoire ;
- synthèse géologique.

La zone qui constitue l'objet d'étude est la plaine côtière de l'Équateur, pays situé dans la partie la plus saillante de la côte pacifique de l'Amérique du Sud (fig. 1).

La majorité des études ont été menées dans la moitié Sud de la côte surtout sur la Cordillère Chongón-Colonche, bassin Progreso, Peninsula de Santa Elena et Golfo de Guayaquil, zones qui ont présenté le plus grand potentiel quant aux ressources minières. En particulier le pétrole exploité à Ancón [1921-1972] a longtemps représenté la seule ressource équatorienne jusqu'à la découverte récente des grands champs de l'Amazonie.

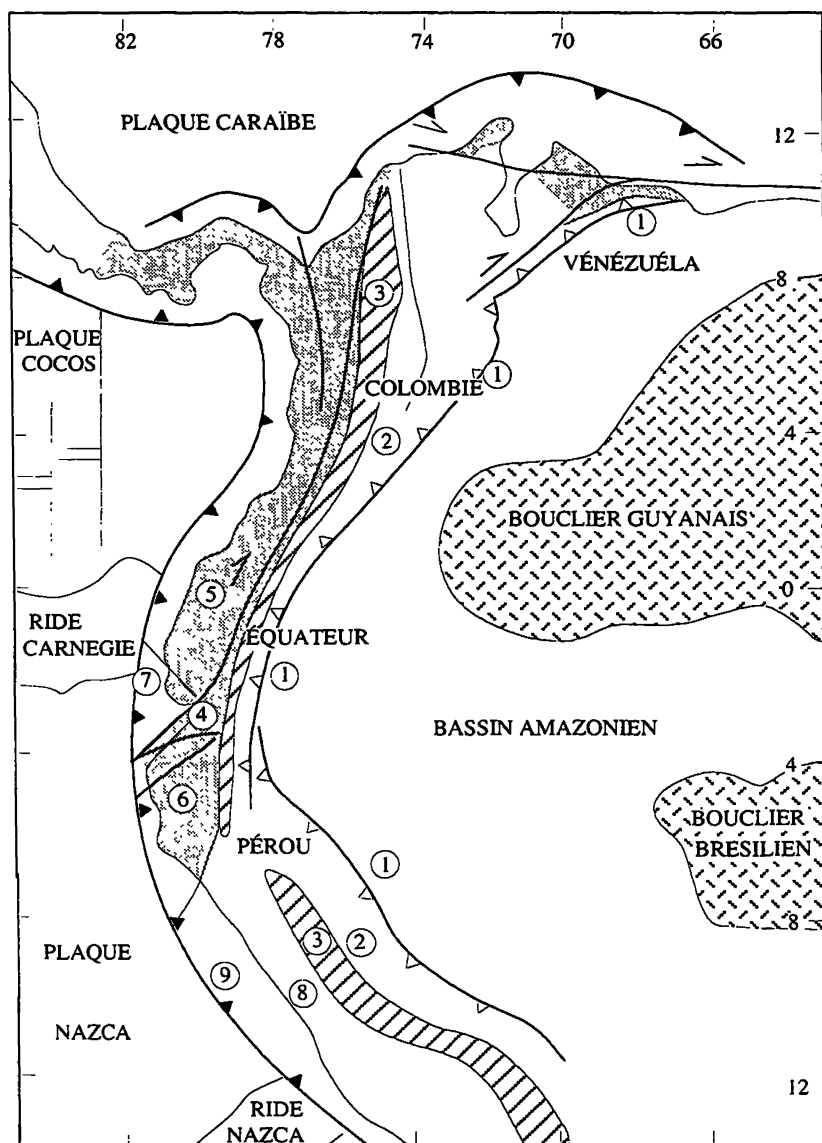
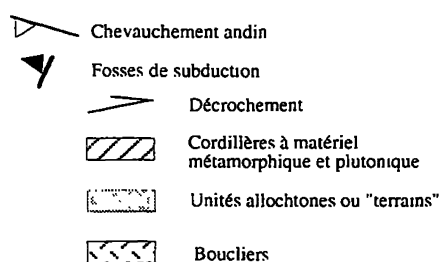
2. – GÉNÉRALITÉS : PHYSIOGRAPHIE, CLIMAT ET GÉOGRAPHIE HUMAINE

Le caractère plus notable de l'Équateur est la Chaîne Andine qui le découpe en trois régions naturelles de direction grossièrement N-S (fig. 2) :

- la Côte ou Plaine côtière en face de l'Océan Pacifique ;
- la Sierra avec ses deux cordillères l'Occidentale et l'Orientale et une zone déprimée entre les deux qu'on appelle à tort le « Graben » ;
- l'Oriente qui fait partie de la vaste Plaine Amazonienne.

Dans la partie marine de l'Équateur la présence d'une fosse océanique particulièrement peu profonde, à

FIG. 1. – Physiographie et localisation de la zone d'étude.



cause de la présence de la Cordillère sous-marine de Carnegie, est une caractéristique remarquable.

La Côte n'est pas une plaine parfaite. Elle présente des reliefs de basse altitude (maximum 800 m) : la Cordillère Côtière (CCO) allongée très proche de la ligne littorale entre le 1° N et 2° S, prend le nom de Cordillère de Chongón-Colonche (CCC) et une direction N 110 oblique par rapport à la ligne de côte, elle disparaît aux environs de la ville de Guayaquil. Plus au Sud dans la Péninsule de Santa Elena, la Cordillère de l'Estancia très petite et isolée, constitue la prolongation de la chaîne côtière mais de la même façon que la CCC avec une direction oblique par rapport à la ligne de côte.

Au Nord de 1° N jusqu'à Buenaventura dans le Sud de la Colombie, la Chaîne côtière disparaît, mais réapparaît à nouveau plus au Nord sans interruption jusqu'à Panama.

Entre le rebord montagneux côtier et la Chaîne Andine se développent actuellement d'importants réseaux hydrographiques dont le plus grand est celui du Rio Guayas qui draine les deux tiers de la surface côtière et une grande partie du versant occidental des Andes et qui forme à son embouchure un complexe estuaro-deltaïque.

Le bassin du Rio Guayas et sa prolongation sous-marine dans le Golfe de Guayaquil représentent sans doute la zone la plus riche de l'Équateur du point de vue des ressources agricoles et de la pêche. A son centre se trouve Guayaquil, la ville la plus peuplée du pays.

Le climat de la côte varie entre sec et chaud au SO jusqu'à chaud et humide de type tropical vers l'Est et le Nord.

3. — TRAVAUX ANTÉRIEURS

La première étude géologique de l'Équateur est sans doute celle de Wolf [1882]. Par la suite, la majorité des travaux menés dans la zone d'étude ont été liés à l'exploration et à l'exploitation pétrolière. Les géologues et consultants d'Anglo, la compagnie anglaise qui a exploité le petit champ d'Ancón, forment une longue liste dont on retiendra : Sinclair et Berkey [1923], Busk [1926, 1941], Sheppard [1937], Manley [1957], Marchant [1956, 1961], Small [1962], Azad [1964], Mills [1968], Colman [1970].

Les compagnies IEPC et CALEC ont conduit des études stratigraphiques dans les bassins côtiers : Olsson [1942], Graffham [1943], Thalman [1946], Marks [1949], Cushman et Stainforth [1951], Schweinfurth [1957], Sutton. [1959].

Après les travaux mentionnés ci-dessus, sont apparues les premières synthèses géologiques équatoriennes : Hoffstetter [1956] publia le premier lexique stratigraphique ; W. Sauer [1965] écrivit le recueil « Géologie de l'Équateur » et la compagnie Texaco a effectué une compilation de la stratigraphie de la côte [Canfield, 1966].

La coopération française de l'IFP conduisait à la première cartographie systématique de l'Équateur. Les résultats scientifiques se trouvent dans Sigal [1969] et Faucher et Savoyat [1973], et dans la première carte géologique nationale à 1/1 000 000.

Les études d'exploration minière accomplies dans la région de la côte sur la CCC ont permis de connaître la nature du socle [Goosens et Rose, 1973].

La coopération anglaise a permis de continuer les travaux de cartographie géologique surtout sur les Andes et accessoirement sur la côte : Kennerley [1971, 1973], Campbell [1974], Bristow [1975, 1976, 1977], Bristow et Hoffstetter [1977], Henderson [1979], Evans et Whittaker [1981], Baldock [1982] et plus récemment plusieurs études sur la Cordillère Real [Litherland et Aspdén, 1990, 1991]. D'autres investigations sur les Andes proviennent de plusieurs sources : Kehrér et Kehrér [1969, 1979], Geyer [1974], Feininger [1980, 1983, 1986], Hall et Calle [1982].

Les seules études océanographiques sur la marge continentale sont celles de Lonsdale [1978], Shepherd [1979] et de plusieurs compagnies pétrolières notamment Shell, Ada, Northwest, Belco et Petroecuador.

Il faut aussi mentionner un groupe de recherche français très actif qui a approfondi la géodynamique de la côte et Cordillère Occidentale : Jutteau *et al.* [1977], Raharijoanna [1982], Lebrat [1985], Mégard *et al.* [1986, 1987], Lavenue et Noblet [1989], ainsi que les chercheurs équatoriens : Eguez [1986] qui a étudié la Cordillère Occidentale et Santos [1986] qui a travaillé sur le bassin de Manabi et la Cordillère Occidentale.

Actuellement le groupe de recherche le plus actif qui travaille sur les bassins de la côte et de l'Orient est celui de LABOGEO de PETROECUADOR auquel appartient l'auteur.

Chapitre II

CADRE GÉOLOGIQUE : LE SYSTÈME DE SUBDUCTION ÉQUATORIEN

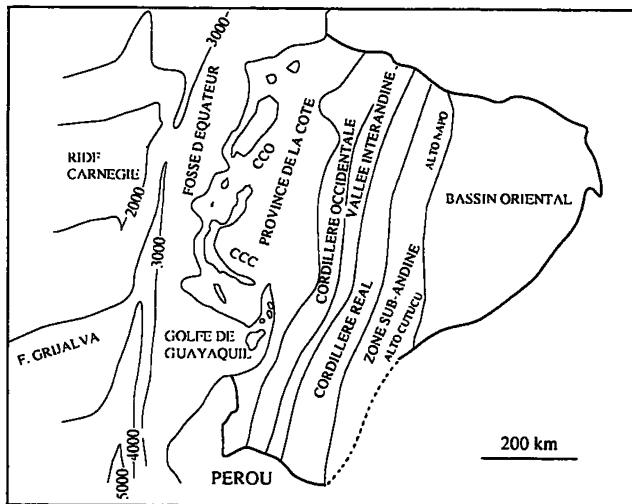


FIG. 2. – Provinces physiographiques de l'Équateur.

1. – INTRODUCTION

L'Équateur est situé au centre nord de l'Amérique du Sud, sur la plaque Sud-américaine sous laquelle s'enfonce la plaque Nazca. Il comporte ainsi un tronçon de la chaîne andine et de son avant-chaîne. Minster *et al.* [1974] s'appuyant sur des données géophysiques ont proposé une vitesse de déplacement de la plaque Nazca vers la plaque Sud-américaine de 11 cm/an avec une direction de N 80 en face de l'Équateur. Actuellement le modèle NUVEL 1 adopte une vitesse de rapprochement de 8 cm/an [De Metz *et al.*, 1989].

Devant l'Équateur, la plaque Nazca porte la ride Carnegie et il a été suggéré [Van Andel *et al.*, 1971] que la collision de cette ride asismique provoquait la paralysie du processus de subduction ce qui ne semble pas être le cas.

Lonsdale [1978] a été le premier à décrire le système de subduction équatorien en se fondant sur des études géomorphologiques, sédimentologiques et géophysiques menées dans la fosse. Il a aussi essayé de réinterpréter la géologie de la partie continentale provoquant une discussion avec les géologues « continentaux » [Henderson, 1979].

2. – LES PROVINCES MORPHO-TECTONIQUES MAJEURES

Les provinces physiographiques majeures (fig. 2) correspondent assez bien avec les domaines géotecto-

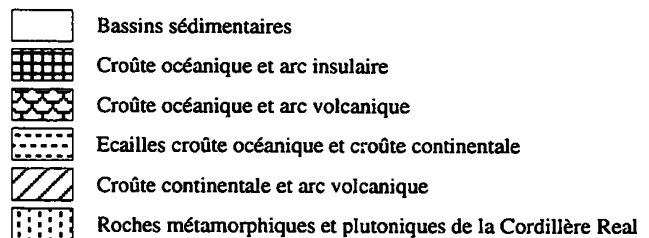
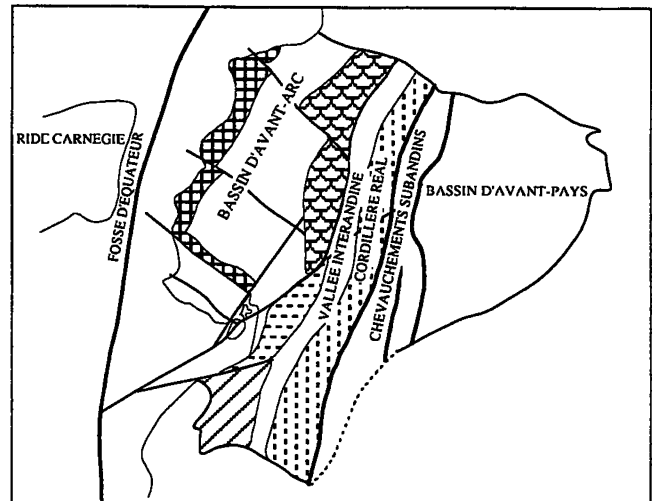


FIG. 3. – Carte géologique structurale de l'Équateur.

niques (fig. 3) qui seront décrits en allant de l'Ouest vers l'Est (fig. 4). La terminologie appliquée est celle de Seely *et al.* [1974].

2.1. Plaque océanique Nazca

Le caractère le plus notable de la plaque Nazca en face de l'Équateur est la ride asismique de Carnegie qui constitue la limite Sud du bassin de Panama et la limite Nord du bassin du Pérou. Cette ride a été formée dès le Miocène par l'action d'un point chaud situé sur la ride océanique (Galapagos) qui limite les plaques de Nazca et de Cocos ; cette ride de Carnegie est entrée en subduction sous la plaque Sud-américaine depuis 2 ou 3 Ma [Lonsdale, 1978] et il semble que cela ait pour effet la surrection de la fosse, de sa paroi interne et des bassins avant-arc situés en face de la ride.

Un autre caractère géomorphologique à noter est la Fracture de Grijalva, de direction NE-SO, parallèle à d'autres fractures de la plaque au Nord du Pérou qui sont toutes d'anciennes failles transformantes. Plusieurs auteurs, remarquant leur parallélisme avec la faille dextre de Guayaquil, ont spéculé sur l'influence que ces

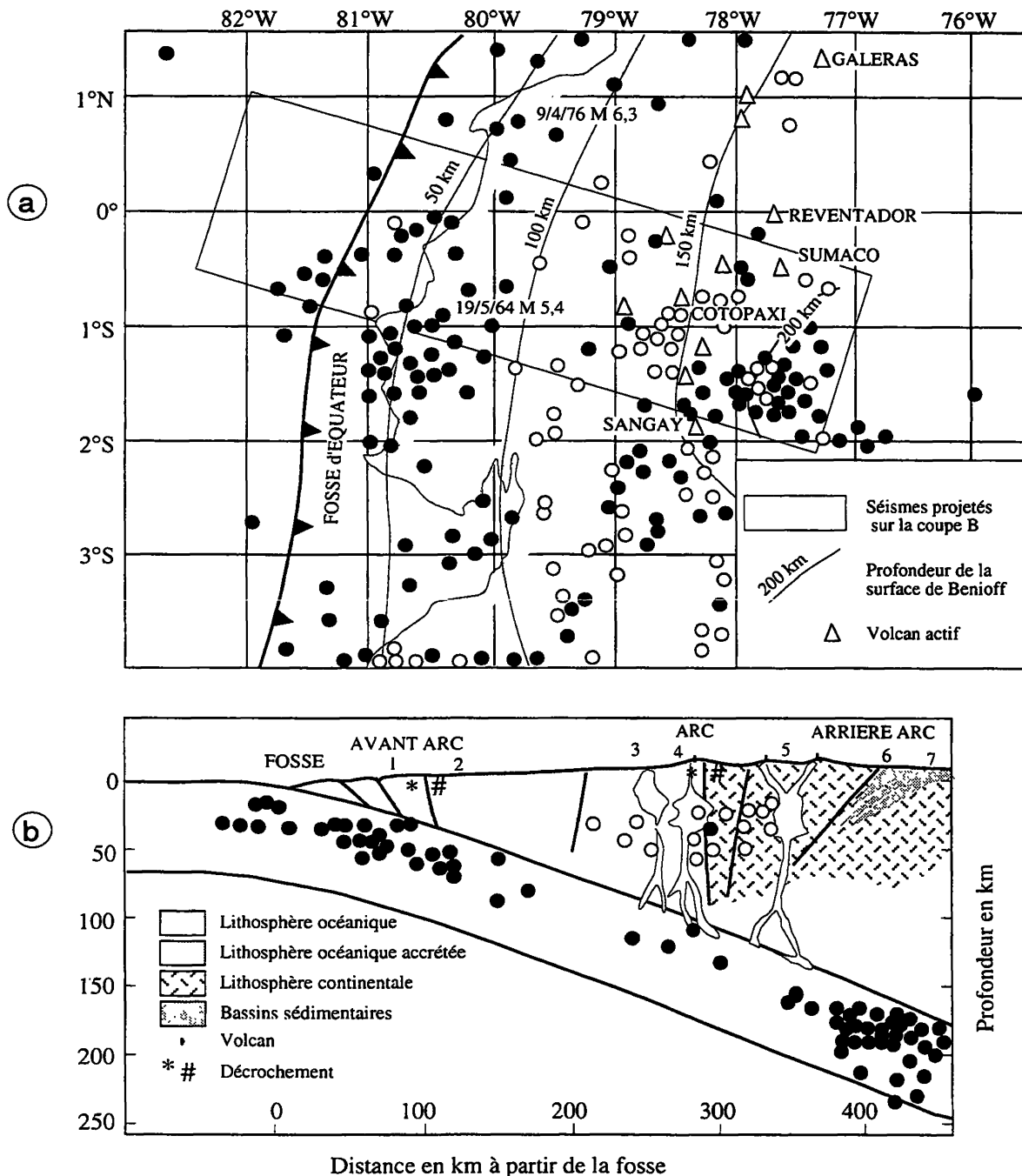


FIG. 4. – Le système de subduction équatorien [modifié d'après Lonsdale, 1978].

Cercles blancs et noirs : hypocentres de séismes en croûtes continentale et océanique respectivement. a : Localisation en plan de la fosse et des hypocentres ; b : Coupe schématique du système : 1) bourrelet côtier ; 2) bassin avant arc ; 3) arc tertiaire (et Crétacé ?) ; 4 et 5) arc actuel : Cordillère Occidentale et Cordillère Orientale (ou Real) ; 6) écaillles de chevauchement à vergence Est ; 7) bassin avant-pays (back-arc).

fractures auraient pu avoir sur le comportement structural de la plaque chevauchante.

L'âge de la lithosphère de la plaque Nazca en face de la fosse d'Équateur varie depuis 25 Ma au Sud jusqu'à 12 Ma au Nord [Lonsdale et Klitgord, 1978].

Il faut aussi tenir compte de la ride de Nazca qui bien que située actuellement loin de l'aire d'étude, est en train d'entrer en collision avec la marge péruvienne vers

18° S. Cette ride aurait été formée sur un point chaud de la dorsale Pacifique Est en même temps que la Ride Tuamotu [fig. 5a ; Pilger, 1981]. D'après cet auteur qui a reconstitué la position de la ride au cours des 5 Ma et sa possible configuration à son extrémité orientale (fig. 5b), cette collision aurait modifié les marges Sud-équatorienne et Nord et Centre péruvienne (entre 3° S et 18° S) provoquant d'abord leur soulèvement généralisé, puis le « gap » volcanique dans l'arc et finalement leur

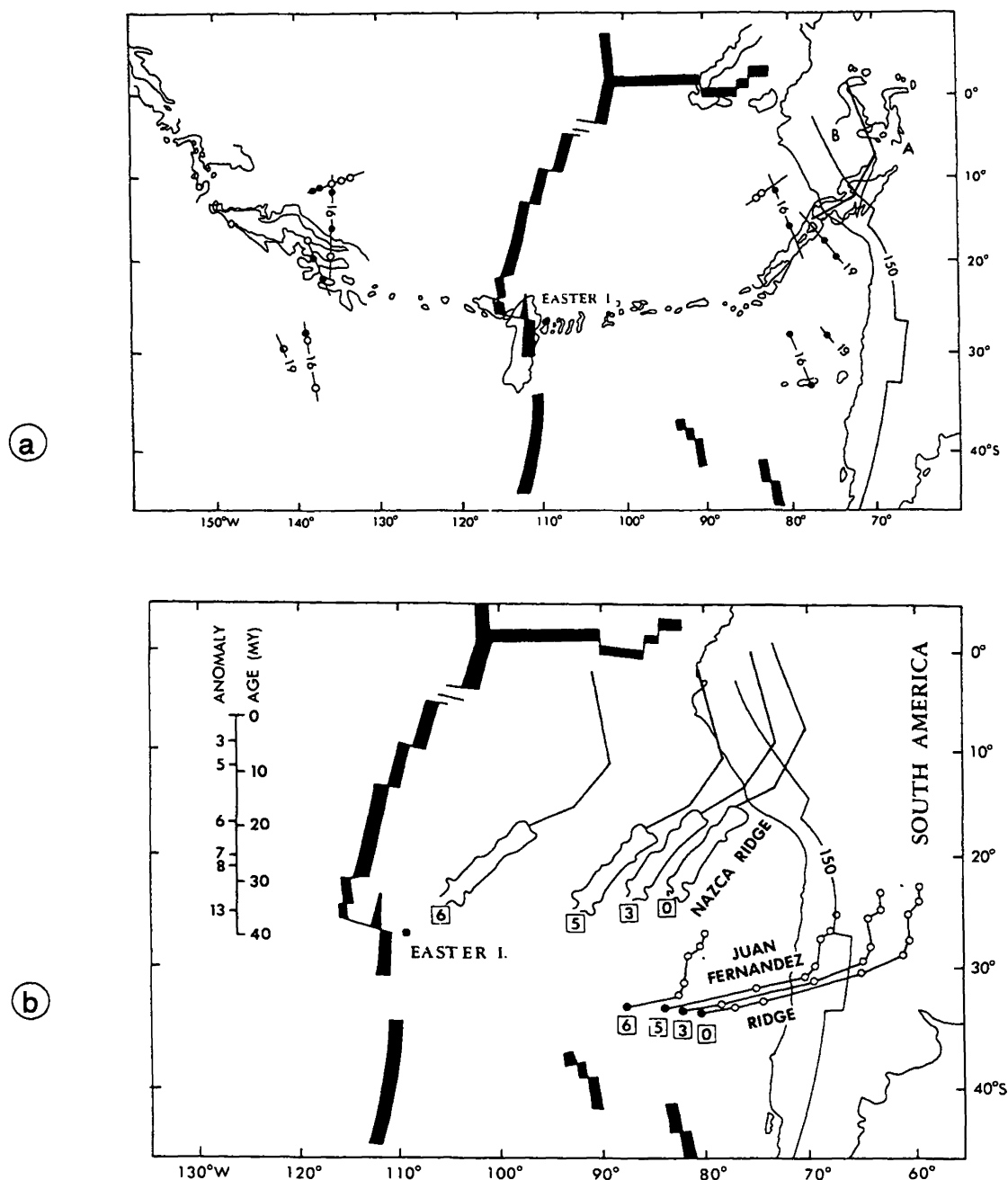


FIG. 5. – Histoire de la collision de la ride Nazca contre la marge sud-américaine [d'après Pilger, 1981].

a) continuation estimée de la ride Nazca sous la plaque Améric du Sud et image miroir de la ride Tuamotu sur la plaque Pacifique : A : l'anomalie 16 est le plan de symétrie. B : l'anomalie 19 est le plan de symétrie. b) positions calculées des rides Nazca et Juan Fernandez à 0, 3, 5 et 6 Ma.

effondrement au fur et à mesure que l'extrémité orientale de la ride, de direction N-S, s'enfonçait plus profondément sous la plaque continentale.

2.2. La fosse et le plan de Benioff

La fosse de l'Équateur, qui a été auparavant considérée comme relique, présente toutes les caractéristiques morphostructurales d'une fosse active, bien qu'elle soit dépourvue d'un important remplissage sédimentaire,

soit à cause de phénomènes d'érosion sous-marine, soit à cause de non dépôt par défaut d'apports continentaux [Lonsdale, 1978]. Sa profondeur minimale de 2920 m se trouve face à la Ride de Carnegie, puis elle augmente vers le Sud jusqu'à atteindre près de 5000 m aux approches de la fosse du Pérou (5° S).

L'angle de subduction calculé à partir des hypocentres de la plaque subductée est de 30° (fig. 4) [Miro *et al.*, 1973 ; Lonsdale, 1978]. Cette valeur n'est correcte que pour la partie Nord du système qui est associée à un volcanisme actif jusqu'au Sud de la Colombie.

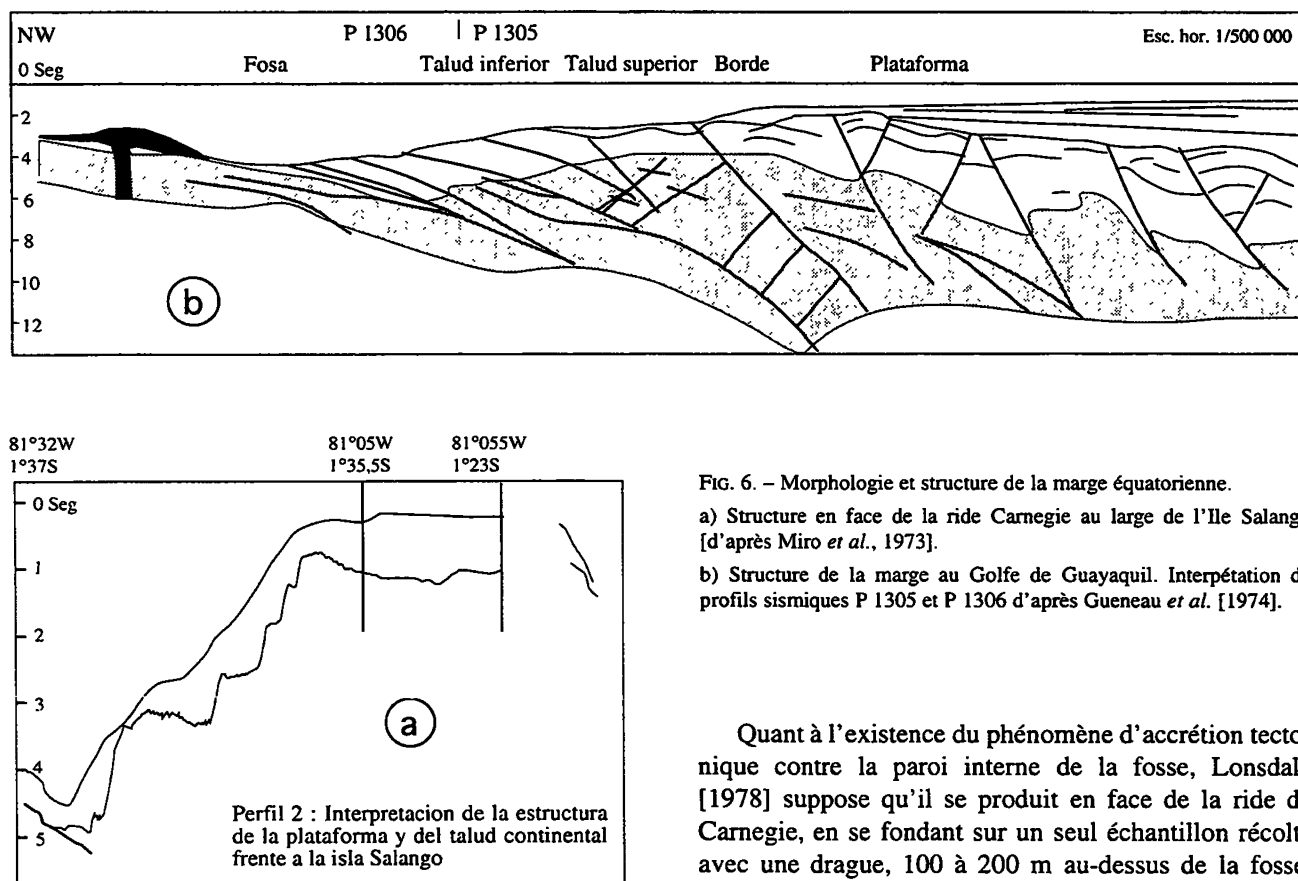


FIG. 6. – Morphologie et structure de la marge équatorienne.

a) Structure en face de la ride Carnegie au large de l'île Salango [d'après Miro *et al.*, 1973].

b) Structure de la marge au Golfe de Guayaquil. Interprétation de profils sismiques P 1305 et P 1306 d'après Gueneau *et al.* [1974].

Il n'existe pas de données publiées pour la partie Sud de l'Équateur non volcanique, quoiqu'on puisse penser à une transition vers une surface de Benioff beaucoup moins inclinée (moins de 15°) comme c'est le cas du segment Nord-péruvien.

2.3. La pente interne de la fosse

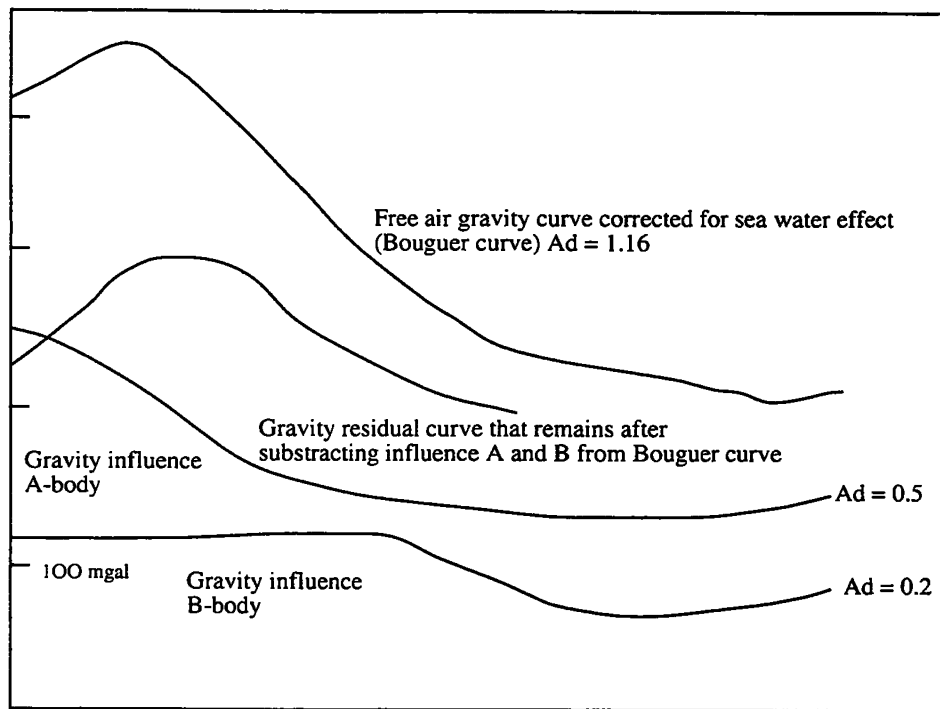
Elle comprend une partie sous-marine, le talus et la plate-forme continentale, et une partie émergée, la chaîne côtière. Celle-ci est encore submergée dans le Golfe de Guayaquil de la même façon que le bassin d'avant-arc.

Au Nord du Golfe de Guayaquil, le talus continental a une largeur moyenne de 40 à 50 km et une pente moyenne de 4° à 6° ; il présente néanmoins dans le détail un aspect en marches d'escalier avec des replats de 1 à 2 km de largeur, séparés par des segments dépassant 20° [Lonsdale, 1978]. Les roches qui y affleurent n'ont pas été échantillonnées, mais dans l'île de La Plata située très près du bord supérieur du talus se trouvent des roches ignées de la Formation Piñón considérée comme le socle de la côte. Dans un profil situé 30 km plus au Sud passant par l'île Salango où affleure aussi la Fm. Piñón (Lat. 1° 37' S), Miro *et al.* [1973] ont interprété une ligne sismique, en y figurant un socle en marches d'escalier sous une mince couverture sédimentaire.

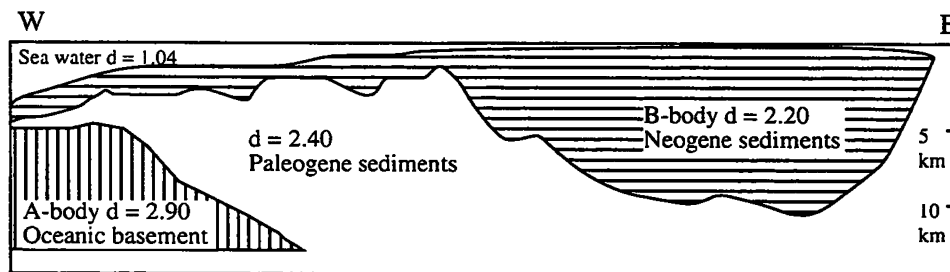
Quant à l'existence du phénomène d'accrétion tectonique contre la paroi interne de la fosse, Lonsdale [1978] suppose qu'il se produit en face de la ride de Carnegie, en se fondant sur un seul échantillon récolté avec une drague, 100 à 200 m au-dessus de la fosse. Cependant, l'absence de données sismiques de bonne résolution incite à la prudence.

En face du Golfe de Guayaquil le talus continental est différent de celui qu'on observe plus au Nord ; on y distingue les trois zones suivantes : le rebord, le talus supérieur, et le talus inférieur. Le rebord est en réalité une zone de transition entre les très basses pentes de la plate-forme continentale (< 1/2°) et celles beaucoup plus fortes du talus. Le talus supérieur présente des pentes régionales relativement douces (1° à 2°) en marches d'escalier, d'une largeur moyenne de 30 km, de profondeur d'eau entre 900 et 1900 m, et une couverture sédimentaire mince érodée par des canyons sous-marins. Le talus inférieur a des pentes plus raides, d'environ 5°, apparemment sans sédimentation actuelle. Cette marge n'a pas été un objectif de forages. Néanmoins, Gueneau *et al.* [1974] à l'aide des profils sismiques et gravimétriques de Shell ont interprété le socle du talus comme un prisme accréionnaire, avec écaïlles provenant de la croûte océanique, dont le point le plus élevé serait le rebord servant à former un barrage pour les sédiments qui se déposent plus à l'Est en onlap dans le bassin avant-arc (fig. 6 et 7).

Une morphologie similaire se retrouve dans le NO péruvien au large des bassins de Talara et Sechura [profils sismiques A à G de Moberly *et al.*, 1982]. Quoique sur les profils J et I (Seiscom Delta) on observe une morphologie différente, elle a été aussi interprétée de la même façon comme le reflet d'écaïlles tectoniques d'un prisme accréionnaire (fig. 8). De nouvelles études bathymétriques et sismiques ont permis une réinterpré-



Gravity effects along line P-1301, arbitrary references



Gravity interfaces based on geological interpretation

FIG. 7. – Profil gravimétrique E-O dans le Golfe de Guayaquil et interprétation géologique [d'après Gueneau *et al.*, 1974, Cia Shell].

tation du profil J et de la géologie des zones voisines par Bourgois *et al.* [1988, profil CDP-3] et par Von Huene *et al.* [1989] ; ils ont proposé l'hypothèse d'un bloc glissé de grande taille (fig. 9) dans le talus supérieur qui pourrait affecter le socle. Quoique ces glissements de grande échelle ne soient pas connus ailleurs, étant en plus très récents [$< 50\,000$ années d'après Bourgois *et al.*, 1990], ils suggèrent qu'un processus d'érosion superficielle de la marge agirait en même temps que, ou en complément de, l'érosion tectonique frontale ou basale. D'autres études géologiques menées plus au Sud sur la marge péruvienne par Bourgois *et al.* [1990] montrent l'existence d'une morphologie similaire à celle qu'on vient de décrire pour le Golfe de Guayaquil. Si on tient compte de toutes les observations précédentes, nous pouvons donc proposer la structure suivante pour la marge sud-équatorienne et péruvienne :

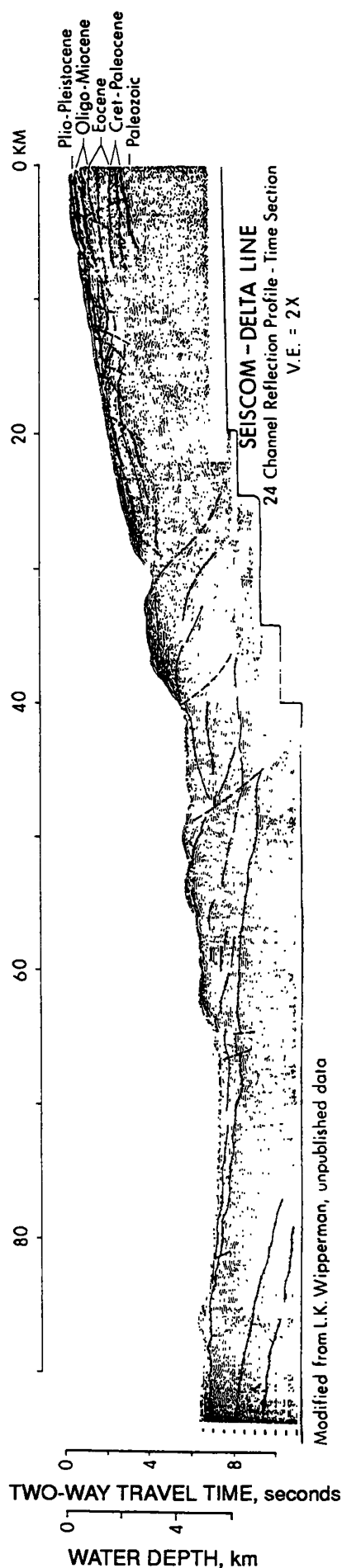
- un rebord structural affecté par des mouvements verticaux, le plus souvent des soulèvements, qui forment barrage pour la sédimentation d'avant-arc.

- un talus supérieur à pente plus douce qui présente une tectonique « gravitationnelle » qui aurait affecté systématiquement le socle ; on y trouve des bassins étroits comme ceux de Yaquina et Trujillo au Pérou.

- un talus inférieur qui montrerait à sa base un prisme accréionnaire peu développé et au-dessus une zone de transition vers le socle.

En ce qui concerne la plate-forme continentale il faut aussi différencier les secteurs situés au Nord du Golfe de Guayaquil et le Golfe lui-même. Dans le premier on trouve de petits bassins qu'on appelle d'avant-arc externe étant donné leur position entre le talus et la chaîne côtière et qui ont une couverture sédimentaire relativement peu épaisse (1 à 3 km). Ce sont les bassins de Borbón Ouest, Manta-Bahia, et de Valdivia (fig. 10).

Dans le Golfe de Guayaquil où la chaîne côtière et les bassins avant-arc sont submergés, la plate-forme continentale comprend l'ensemble « chaîne » plus bassins. Il n'existe actuellement aucune étude des petits bassins situés entre le talus et la « chaîne » submergée.



Modified from L.K. Wiperman, unpublished data

AREAS BAJO TECTONICO TENSIONAL

(A)

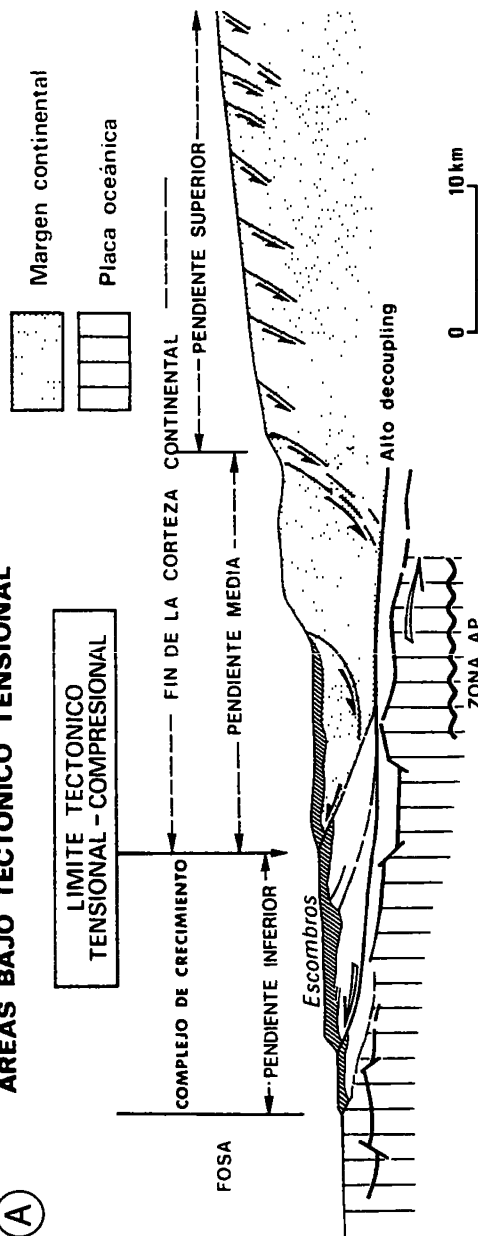


FIG. 8. – Profil sismique de réflexion multitrace, J, enregistré par Seiscom Delta pour le projet Plaque Nazca. Le réflecteur bas (9,5 sec) est probablement la discontinuité de Moho ; le réflecteur plus haut à gauche (6,7 sec) est probablement le sommet du socle océanique qui peut être tracé sous le talus. La stratigraphie à droite est réalisée à partir du forage VIRU 4X-1 dans le bassin d'avant-arc Secura [d'après Moberly, Shepherd et Coulbourn, 1981].

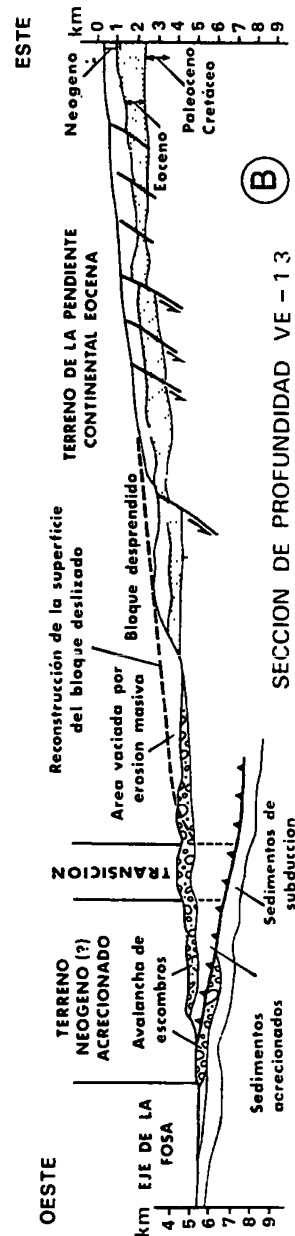


FIG. 9. – Interpretation du profil CDP-3 (idem J de la fig. 8). A : d'après Bourgois *et al.*, 1988. B : d'après Von Huene *et al.* 1989.

2.4. La ride externe

La Chaîne côtière constitue la ride externe de Seely *et al.* [Outer high, 1973]. Elle est constituée, presque sans interruption depuis la CCC vers le Nord, par des roches crétacées d'origine océanique [Lebrat, 1985], recouvertes par une mince couche non continue de sédiments éocènes à oligocènes. Cette chaîne constitue le bord Ouest des bassins d'avant-arc internes. Cet ensemble chaîne côtière-bassin d'avant-arc interne se développe au Nord sur toute la longueur de la côte pacifique colombienne [Perez-Tellez, 1981].

Vers le Sud, jusqu'au bassin de Talara dans le NO péruvien, la ride externe n'est pas continue et apparaît constituée par des segments qui ont des directions obliques par rapport à la direction générale du système de subduction et qui semblent représenter des structures plus anciennes héritées et déformées par la faille récente de Guayaquil. La Péninsule de Santa-Elena constitue elle-même la ride externe, ses plus hauts-reliefs constituant la Cordillère Estancia et le Cerro Azúcar. Dans le Golfe de Guayaquil la ride ne montre pas de reliefs émergés mais selon des données sismiques et gravimétriques la zone de transition entre la plate-forme continentale et le talus est constituée par un noyau de roches paléogènes et crétacées soulevé d'une magnitude comparable à celle de la chaîne côtière (fig. 7). Plus au Sud (du 5° S) au Pérou, la ride externe devient parallèle au système de subduction mais, à la différence de la chaîne côtière équatorienne, cette ride a un socle nettement continental [Macharé *et al.*, 1986]. Le secteur compris entre 2° et 5° S représente donc la transition entre deux domaines géologiques assez différents.

La ride externe est recoupée par des failles de direction NE-SO et NO-SE. En fait, elle est segmentée par des décrochements NO-SE senestres et son bord oriental est constitué par des failles de décrochement dextres de direction NE-SO dont le sens de mouvement est souligné par la courbure que forme la CCC dans son extrême Ouest. Au Sud de la CCC la ride est aussi recoupée par les deux groupes de failles mais dans un contexte structural plus complexe.

2.5. Les bassins d'avant-arc internes (fig. 10)

Les mêmes considérations de type structural et sur le socle sont applicables aux bassins d'avant-arc. On trouve trois secteurs de contextes géodynamiques différents :

- Au Nord de la CCC se trouvent des bassins à socle d'origine océanique, allongés plus ou moins parallèlement à la fosse. Ce sont les bassins Pacífica de la Colombie [Perez Tellez, 1981], Borbón Est, Manabí Nord et Sud en Équateur. Ces bassins présentent une activité sismique assez réduite.

- Entre la CCC et la continuation marine de l'Amotape dans le NO péruvien, on trouve une zone de transition, très subsidente pendant le Cénozoïque et dont le socle aussi représente une transition entre socle océanique et socle continental, mais masqué sous une épaisse couverture sédimentaire, avec des bassins très influencés par des accidents décrochants de direction oblique par rapport à la fosse. Ce sont les bassins de Progreso, Jambelí, Esperanza en Équateur, et Tumbes et Talara au Pérou. Ces bassins présentent une grande activité sismique due probablement au jeu de la faille active de Guayaquil. On les appellera des bassins « mobiles ». Sous une couverture sédimentaire qui peut atteindre plus de 10 km d'épaisseur se trouve la limite entre le socle océanique et le socle continental.

- Au Pérou, au Sud de Talara, les bassins Sechura et Salaverry à socle continental reprennent une disposition parallèle à la fosse. Cette tendance semble continuer tout au long de la marge péruvienne [Macharé *et al.*, 1986].

Les structures qui délimitent les bassins d'avant-arc sont en général des décrochements soit en transtension, soit en transpression. Il s'agit des mêmes structures qui recoupent la ride externe et dont la plus importante est la faille active Guayaquil. Celle-ci a été considérée comme une nouvelle limite de plaque qui détacherait une mini-plaque dite Nord-andine [Case *et al.*, 1971 ; Campbell, 1974]. La faille de Colonche, de direction N 110 et qui limite au Sud la CCC a joué un rôle primordial pendant l'évolution des bassins mobiles. Sur les bordures orientales des bassins on trouve assez souvent des séries sédimentaires plus récentes en onlap sur le socle.

2.6. L'arc magmatique

L'expression actuelle de l'arc magmatique est le segment à volcans actifs des Andes de Sud-Colombie et Nord-Équateur entre 5° N et 2° S. En Équateur les volcans (fig. 4a) forment deux lignes bien définies en constituant les plus hauts sommets des Cordillères Occidentale (sont actifs le Pichincha et le Quilotoa) et Orientale ou Real (sont actifs le Tungurahua, le Cotopaxi et l'Antisana) ; un troisième alignement de volcans, mais moins bien défini, se trouve sur la limite de la Cordillère Orientale avec la zone plissée sub-andine (actifs le Sangay, le Sumaco et le Reventador). Le magmatisme est typiquement calco-alcalin (surtout dacitique-andésitique) quoique les émissions du volcan le plus oriental, le Sumaco, soient de caractère alcalin avec prédominance de téphrites et basanites à noseane et hauyne [Synclair et Colony, 1928] sur lesquels n'existent pas d'études récentes.

L'histoire magmatique de l'arc n'a pas fait l'objet d'études très détaillées. Néanmoins, depuis les premières études de Wolf [1982], il a été reconnu une

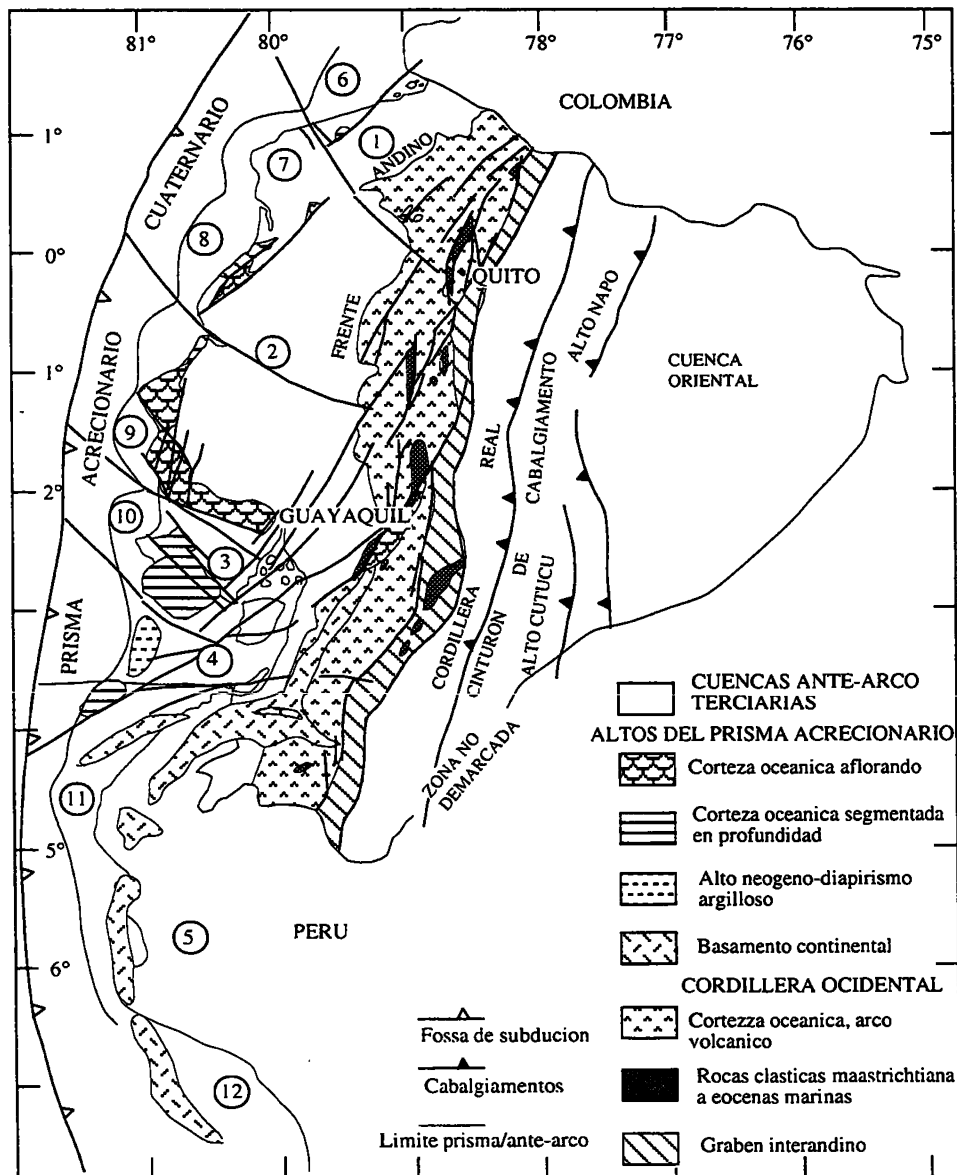


FIG. 10. – L'avant-arc équatorial et NO péruvien.

grande différence entre les cordillères Occidentale et Orientale (Real).

La **Cordillère Occidentale** a un socle crétacé d'origine océanique, apparemment en continuité avec le socle de la Côte, de même origine et mieux étudié, qui est connu sous le nom de Formation Piñón [Tschopp, 1948], Formation Diabasica [Sauer, 1950] et Basic Igneous Complex [Goosens et Rose, 1973]. Ces études ont établi le caractère océanique de ces roches, ce qui a été confirmé par des premières études géochimiques [Raharjoana, 1980 ; Lebrat, 1985]. Des données nouvelles obtenues à l'Institut Dolomieu, tout en confirmant ce résultat, suggèrent que l'influence d'un plateau océanique doit être prise en compte (Mascle et Lapierre, comm. pers.). Sur la Cordillère Occidentale, Juteau *et al.* [1977] et Lebrat et Mégard [1987] ont rapporté des

roches ophiolitiques basiques à ultrabasiques faisant partie d'écaillles tectoniques à vergence vers le continent.

La couverture volcano-sédimentaire crétacé supérieur (Fm Cayo de la Sierra), et sédimentaire (Fm Yunguilla du Maastrichtien-Paléocène ?, Calcaire Unacota éocène et Fm Apagua de l'Éocène moyen) est corrélable jusqu'à l'Éocène avec celle de la côte.

En examinant les quelques datations sur les laves et intrusions de la Cordillère Occidentale (fig. 11) on peut inférer l'existence de plusieurs épisodes d'activité magmatique importante pendant le Pliocène (Fm Latacunga et Fm Sicalpa), le Miocène supérieur (Fm Pisayambo, Fm Nabon et Fm Tarqui), l'Oligocène terminal-Miocène inférieur [Arc continental Huigra-Tandapi, d'après Eguez, 1988], l'Éocène supérieur (Fm Alausi et Saraguro inferior) et l'Éocène inférieur basal [Arc Macuchi tholéitique d'après Eguez, 1986].

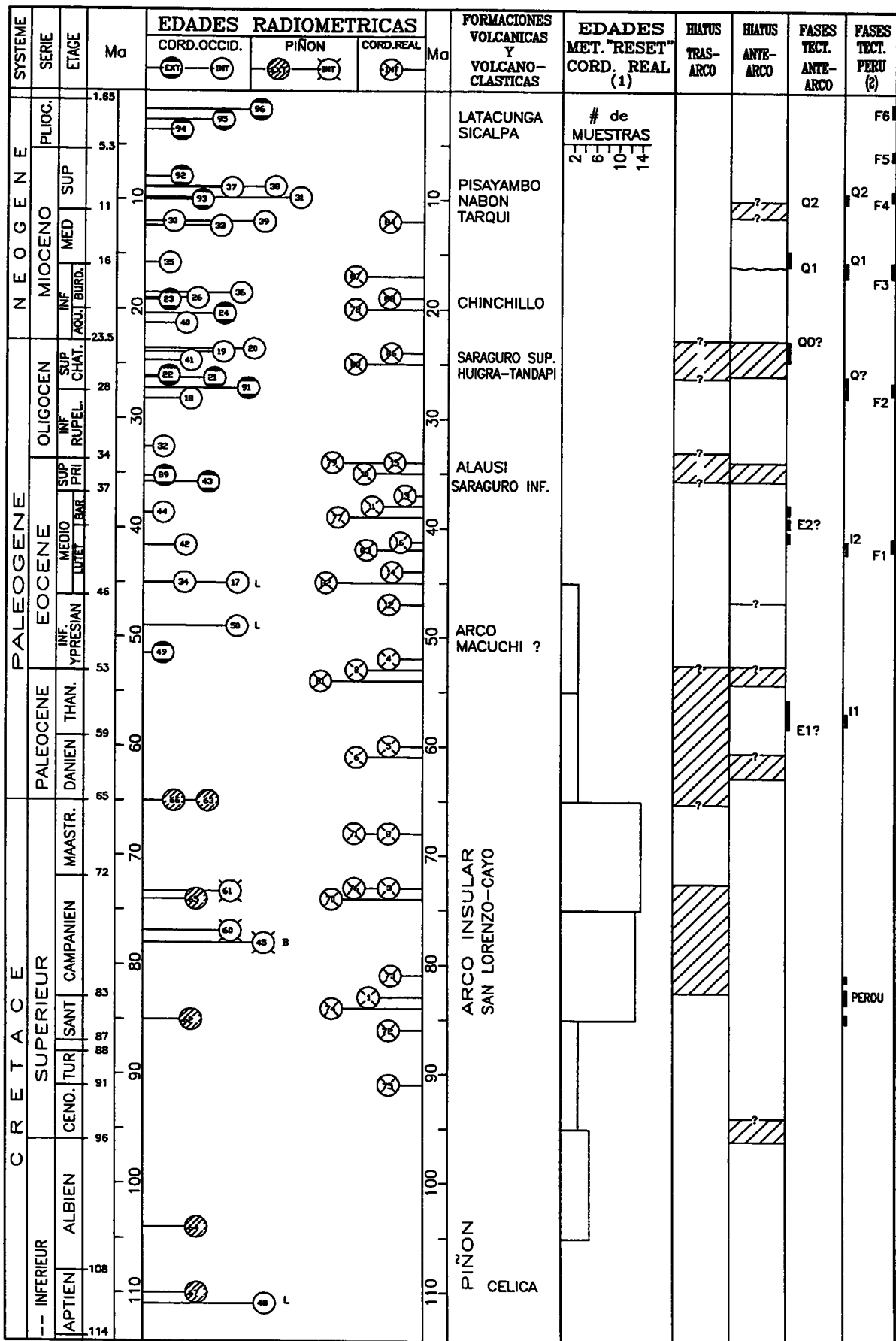


FIG. 11. – Corrélation entre l'activité magmatique et le comportement des régions avant-arc et arrière-arc.

Ext : extrusif. Int : intrusion. L : Loja. H : Bilevan-cord. Occidental. Q : Quecha. I : Inca. 1) d'après Aspdén *et al.*, 1991 ; 2) d'après Noble *et al.*, 1990 (Q et I) et Sébrier *et al.*, 1988 (F1 à F6). Les numéros dans les cercles sont référés en annexe des données radiométriques.

En ce qui concerne l'Arc Macuchi [Henderson, 1979], situé dans la partie Nord de la Cordillère Occidentale, celui-ci est constitué d'une puissante série volcanique généralement supposée d'âge crétacé-paléocène. Cependant, les datations actuellement disponibles n'ont pas fourni d'âges paléocènes ou crétacés. On connaît seulement deux datations radiométriques d'âge éocène inférieur : une lave basique [51,5 Ma, Cotecchia et Sezza, 1969] et une intrusion tonalitique [49 Ma, Pichler et Aly, 1983]. Étant donné que cette série est recouverte par une série marine carbonatée-détritique d'âge éocène [Calcaire Unacota et Fm Apagua de Eguez, 1986] et repose sur des roches attribuées au Crétacé supérieur (corrélées avec les formations Piñón et Cayo de la côte), son âge pourrait en fait s'étendre du Paléocène (?) à l'Éocène inférieur. Lebrat [1986] distingue dans cette formation trois ensembles géochimiquement différents :

- 1.- Des roches calcoalcalines qui correspondraient à un arc tertiaire, ou moins vraisemblablement à la prolongation septentrionale de l'arc crétacé Celica ;
- 2.- Des roches tholéitiques d'arc insulaire, les plus nombreuses selon Lebrat, qui correspondraient à l'arc Macuchi *sensu stricto*, et
- 3.- Des roches tholéitiques MORB qui représenteraient la paléo-croûte océanique de type Piñón.

Les dernières datations obtenues au NO de la Cordillère Occidentale sur des plutons récemment cartographiés [Van Thournout et Quevedo, 1988] et l'étude d'Egüez [1986] sur le bord oriental -partie centrale- de la même cordillère (secteur de Pilaló) semblent indiquer l'absence d'un magmatisme d'âge crétacé terminal-paléocène dans cette cordillère. Toutefois cela pourrait partiellement résulter d'un défaut d'échantillonnage sur le rebord occidental de la cordillère où devraient précisément se situer les roches les plus anciennes de l'arc.

Un arc magmatique d'âge Crétacé inférieur est connu dans l'extrémité Sud de la Cordillère Occidentale. Il s'agit de l'arc calco-alcalin Celica dont on ne connaît pas la prolongation au Nord [Henderson 1979], mais qui est par contre bien développé plus au Sud, au Pérou, sous le nom de Groupe Casma [Soler, 1990].

Dans la **Cordillère Orientale (Real)**, constituée par des roches métamorphiques et plutoniques on dispose maintenant des nouvelles datations radiométriques d'Aspden *et al.* [1992] qui ont conduit à y reconnaître les événements magmatiques suivants : au Trias supérieur-Jurassique inférieur (200-220 Ma) ; au Jurassique moyen à supérieur (190-150 Ma) et au Crétacé supérieur (85-65 Ma). Le deuxième de ceux-ci correspondrait à un système de subduction qui aurait affecté seulement les Andes septentrionales [Jaillard *et al.*, 1990]. Apparemment non déformés, on trouve dans la Cordillère Real, de petits plutons de granodiorites du Crétacé supérieur-Tertiaire, qui pourraient être déjà liés à l'activité de l'arc cénozoïque.

En faisant la corrélation de l'activité magmatique entre les deux cordillères (fig. 11) on peut mettre en évidence les points suivants :

– On connaît dans la Cordillère Real des événements magmatiques depuis le Trias supérieur ; d'autres plus anciens suggérés auparavant, n'ont pas été décelés par les dernières études d'Aspden *et al.* [1992].

– La Cordillère Occidentale (au Nord de la Faille Jubones) témoigne d'une activité magmatique seulement depuis l'Éocène supérieur d'après les données radiométriques. Reste donc à définir la répartition paléogéographique et l'âge plus précis des roches d'arc insulaire [ensemble géochimique 2 de Lebrat, 1985] qu'on continue à appeler « Arc Macuchi ».

– Sur une croûte océanique qui n'était pas encore accrétée, a fonctionné pendant le Sénonien l'Arc Insulaire San Lorenzo-Cayo, dont une partie pourrait constituer l'arc insulaire crétacé « Macuchi » de Henderson [1979] et de Bristow et Feininger [1982].

– On ne connaît pas d'équivalents volcaniques ou volcano-clastiques de l'activité plutonique de la Cordillère Real ; toutefois ils ont peut être été effacés par l'érosion résultant du soulèvement qui a affecté cette cordillère pendant l'orogénèse andine.

En conclusion, l'histoire magmatique andine enregistre un événement de collision et d'accrétion d'un terrain d'origine océanique d'âge crétacé, la Fm Piñón et sa couverture la Fm Cayo. Encore mal définis, surtout à cause du manque de datations, la Fm Macuchi pourrait constituer les restes de l'arc insulaire crétacé et de l'arc volcanique installé après l'accrétion. Cette accrétion a été achevée entre le Paléocène et l'Éocène supérieur selon la majorité des auteurs [Lebrat, 1986 ; Mégard *et al.*, 1987 ; Henderson, 1979 ; Feininger et Bristow, 1980] quoique Bourgois *et al.* [1990] pensent qu'elle a du se passer pendant l'Oligocène.

2.7. L'arrière arc

Situé à l'Est de la Cordillère Real, on y trouve d'abord la zone plissée subandine formée d'écaillés tectoniques à vergence Est puis le bassin d'avant-pays ou Oriental. Quoique son étude soit en dehors de notre sujet on présentera une brève synthèse structurale et stratigraphique de cette zone.

L'étude de Huacho *et al.* [1990], à l'aide des images Landsat, offre la vision régionale la plus récente de la structure de la zone subandine. Les traits principaux en sont résumés ci-dessous.

La limite occidentale de la zone subandine est la Faille ou Chevauchement Andin à vergence Est ; la limite orientale est le front de chevauchement subandin ou Faille Cutucú-Galeras (fig. 12).

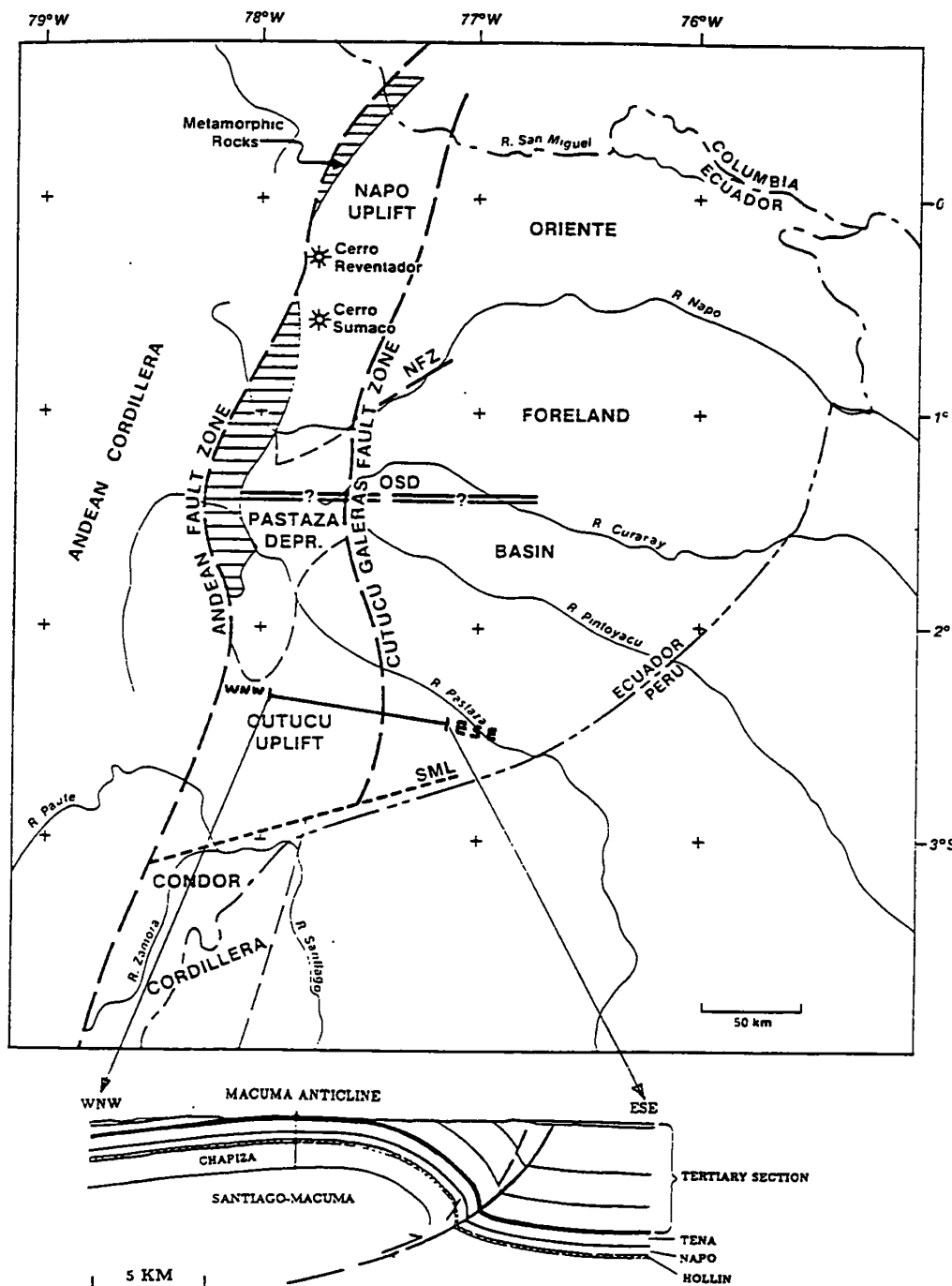


FIG. 12. – Schéma tectonique de l'arrière-arc équatorial NFZ : Falla rio Napo. OSD : Discontinuidad Oriente. SML : Lineamiento Santiago-Morona.

Dans la Zone Subandine on distingue quatre sous-zones morpho-structurales, du Nord au Sud : le « Dôme » Napo, la Dépression Pastaza, la Cordillère de Cutucú et la Cordillère du Condor.

Le Dôme Napo est un anticlinorium à vergence Est dont la dernière phase de déformation est datée du Tertiaire supérieur après le dépôt de la Fm Arajuno du Miocène moyen. Il est caractérisé par un style de plissement et de chevauchements avec intervention du socle (type « basement thrust »).

La Dépression Pastaza est aussi une zone plissée, mais actuellement subsidente depuis au moins le Néogène, comportant une couverture d'épaisseur variable d'âge néogène-quaternaire. Elle est localisée dans une courbure des Andes dont l'origine a été expliquée par de grandes failles de décrochements qui découperaient tout le système de subduction. Les failles proposées sont : la continuation de direction NE de la Faille Guayaquil et/ou la Faille Baños-Cotopaxi de direction NO [Campbell, 1974].

La Cordillère de Cutucú est, comme le Dôme Napo, un anticlinorium à vergence Est mais avec une tectonique de plissement et décollement de la couverture, en général sans intervention du socle.

La Cordillère du Condor est fondamentalement un intrusif d'âge jurassique [Arc magmatique jurassique : Batholite de Zamora ; Aspden *et al.*, 1992] recoupé par la Faille Andine. Plus au Nord on trouve emplanté dans la même faille les batholites Abitagua et Rosa Florida à la limite orientale du Dôme Napo.

Le bassin d'avant-pays (foreland basin) ou Cuenca Orientale sensu stricto se trouve à l'Est de la faille Cutucú-Galeras et constitue une zone peu déformée et subsidente pendant le Tertiaire conséquence de l'orogénèse andine.

Si l'on résume la stratigraphie de la zone arrière-arc, celle-ci comporte un socle de type continental constitué par une prolongation du Bouclier Guyanais. Sur une marge divergente se sont déposés au Paléozoïque les schistes noirs de la Fm Pumbuiza, puis les calcaires marins carbonifères de la Fm Macuma ; tous deux sont connus seulement dans la partie méridionale de la zone subandine.

Après discordance et encore en marge divergente se sont déposés des calcaires marins à transitionnels (Fm Santiago du Jurassique inférieur). Une discordance de longue durée souligne une période de marge

convergente pendant le Jurassique moyen suivie au Jurassique terminal-Crétacé inférieur par des dépôts de couches rouges de la Fm Chapiza dont le Membre supérieur Misahualli est volcanique. Au-dessus on trouve des séries transgressives puis régressives du Crétacé moyen à supérieur : les formations Hollin (sables de l'Aptien) et Napo (schistes, calcaires et grès de l'Albien supérieur au Santonien). Peut-être en réponse à la phase orogénique péruvienne on observe un hiatus du Campanien et le dépôt au Maastrichtien de la Fm Tena, considérée généralement comme des couches rouges pour son aspect, quoique sa base présente des faciès sableux transgressifs, les Sables Basal Tena à sélaciens et foraminifères planctoniques et agglutinés.

Les séries tertiaires débutent après discordance avec les couches rouges conglomératiques de la Fm Tiyuyacu d'âge imprécis (Paléocène-Éocène inférieur) qui remplissent un bassin subsident constitué de sédiments qui ont déjà une origine andine. Le remplissage continue pendant le Tertiaire avec les formations : Orteguzaza d'âge éocène moyen à oligocène qui témoigne d'une transgression, Fm Chalcana d'âge miocène nettement continentale, Fm Arajuno également continentale mais avec un faciès latéral marin à foraminifères, Fm Curaray qui témoigne de la dernière transgression située entre le Miocène supérieur et le Pliocène, et finalement des dépôts torrentiels plio-quadernaires.

Chapitre III

ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à une révision presque complète de la stratigraphie de l'avant-arc équatorien. Ces données recueillies pendant de longues années de recherche sur le terrain et en laboratoire, sont demeurées en général inédites.

L'avant-arc est morcelé en petits bassins séparés par des accidents tectoniques généralement obliques à la fosse (fig. 10). Ils présentent des remplissages sédimentaires différents, au moins dans le détail, d'un bassin à l'autre ce qui nécessite de les analyser séparément. A la suite de cette analyse on peut mettre en évidence les différences fondamentales caractérisant le remplissage

sédimentaire entre les parties Sud et Nord de l'avant-arc (cf. Chap. V).

Les données stratigraphiques seront donc analysées par formations selon les domaines morpho-tectoniques majeurs suivants :

- A. Cordillère Chongón-Colonche (synthèse fig. 93) ;
- B. Cordillère Côtière (synthèse fig. 93) ;
- C. Péninsule de Santa Elena (synthèse fig. 94) ;
- D. Bassin Progreso (synthèse fig. 94) ;
- E. Graben Jambelí (synthèse fig. 50) ;
- F. Bassin Manabí (synthèse fig. 52, forage Ricaurte -1).

III-A - LA CORDILLÈRE CHONGÓN-COLONCHE

1. - INTRODUCTION

Pour éviter des confusions de nomenclature géographique on appellera Cordillère Chongón-Colonche (CCC) la partie de la chaîne comprise entre Guayaquil et Olón-Pedro Pablo Gómez, de direction NNO-SSE, et Cordillère Côtière (CCO) la partie de la chaîne de direction N-S qui commence à Olón-P.P. Gómez et continue vers le Nord au bord de la mer. La CCC est limitée vers le Sud par la Faille Colonche de direction N 110. La CCO est limitée vers l'Est par les failles Buena Vista, Montecristi, Bahia, Jama, Mache et court jusqu'à Esmeraldas avec quelques interruptions.

Les deux cordillères ont un même socle constitué de roches basiques, la Fm Piñón, et une évolution stratigraphique et structurale crétacé-éocène comparable, quoique dans le détail elles présentent des différences parfois importantes.

Dans la CCC on trouve sur toute sa longueur une colonne stratigraphique allant du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen avec deux discordances : l'une entre le sommet du Paléocène et la base de l'Éocène inférieur est l'autre post-éocène. La CCC a une structure homoclinale (N 110° E, 17° S) très constante sur toute sa longueur de 90 km (fig. 13).

2. - LE SOCLE

2.1. La Formation Piñón

La CCC et la CCO ont comme socle les roches basiques de la Fm Piñón qui a été appelée Basic Igneous Complex (BIC) par Goosens et Rose [1973]. Ce socle affleure largement sur le flanc Nord de la CCC et en blocs isolés associés aux failles dans la CCO (fig. 14).

La Fm Piñón est en fait un complexe igné dans lequel on distingue maintenant :

- a) des roches basaltiques de fond océanique [Goosens *et al.*, 1977] qui constituent la Fm Piñón *sensu stricto* ;
- b) des tholéïtes d'arc insulaire qui constituent la Fm San Lorenzo [Lebrat, 1985] ;
- c) des intrusions de plusieurs âges et compositions.

Cet ensemble a été caractérisé pétrologiquement par Raharjohana [1980] et géochimiquement par Lebrat [1985] dont sont reprises les données suivantes :

- a) La Fm Piñón *s. s.* est constituée essentiellement par des basaltes aphanitiques en pillows (feldspaths An 50-80) et des dolérites intrusives qui sont communes. On trouve aussi dans la région de Guayaquil des intrusions gabbroïques et ultramafiques. On rencontre également des sédiments siliceux, par exemple à la Hacienda Pasadena (Coord. 603,2-9786,3) et près de

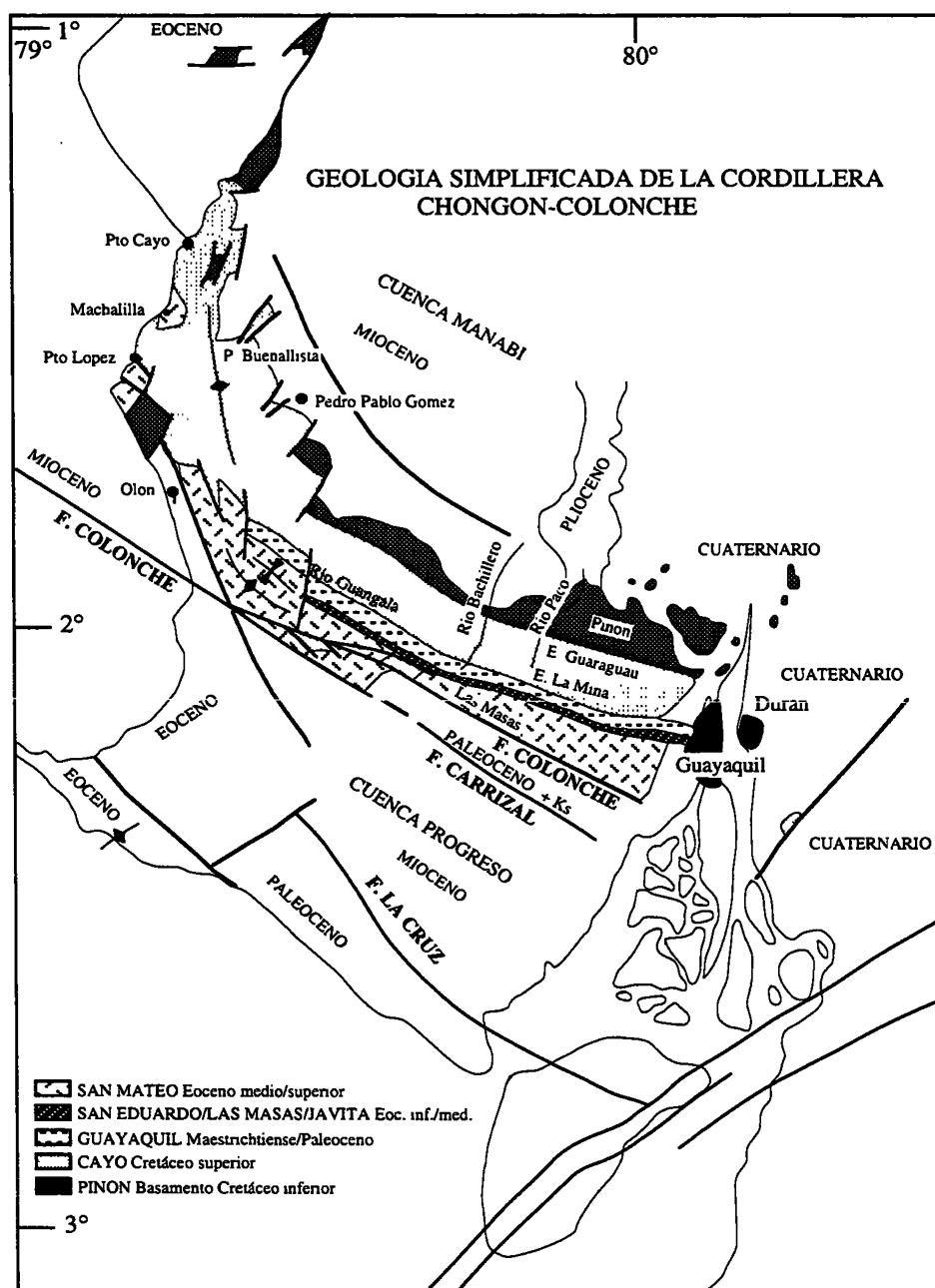


FIG. 13. – Carte géologique simplifiée de la Cordillère Chongón-Colonche.

Nobol où l'on a observé des argilites siliceuses (N 18° E, 30° S) intrudées par des sills doléritiques.

L'âge de la formation Piñón s. s. a été déterminé seulement dans la CCO comme Aptien supérieur-Albien grâce aux données radiométriques de Goosens et Rose [1973, 110 Ma et 104 Ma], et de Kennerley [1980, 113 Ma et 107 Ma].

D'après Lebrat [1985], les laves Piñón s. s. sont des tholéïtes MORB de type N formées dans une dorsale océanique probablement la dorsale Pacifico-Farallon. D'après Raharjoanna [1980] ces roches ont subi un métamorphisme de type zéolithe (prehnite-pumpellyite) voire schistes verts.

b) La Fm San Lorenzo est en réalité une couverture volcanique et volcano-sédimentaire qui a été longtemps confondue avec le socle Piñón s. s. et qui est connue seulement dans le secteur de Manta-Portoviejo dans la CCO. Elle a été appelée Unité supérieure du BIC par Goosens *et al.* [1977] et peut être considérée, au moins partiellement, comme un équivalent stratigraphique de la Fm. Cayo s. s. Elle est constituée par des andésites basaltiques porphyriques [plagioclases An 40-50 ; Lebrat, 1985]. Très souvent, on y observe des pillows. On trouve aussi des sédiments en couches intercalées ou en fragments dans des brèches volcaniques. Elle a été identifiée comme formée par des tholéïtes d'arc insulaire [Lebrat, 1985].

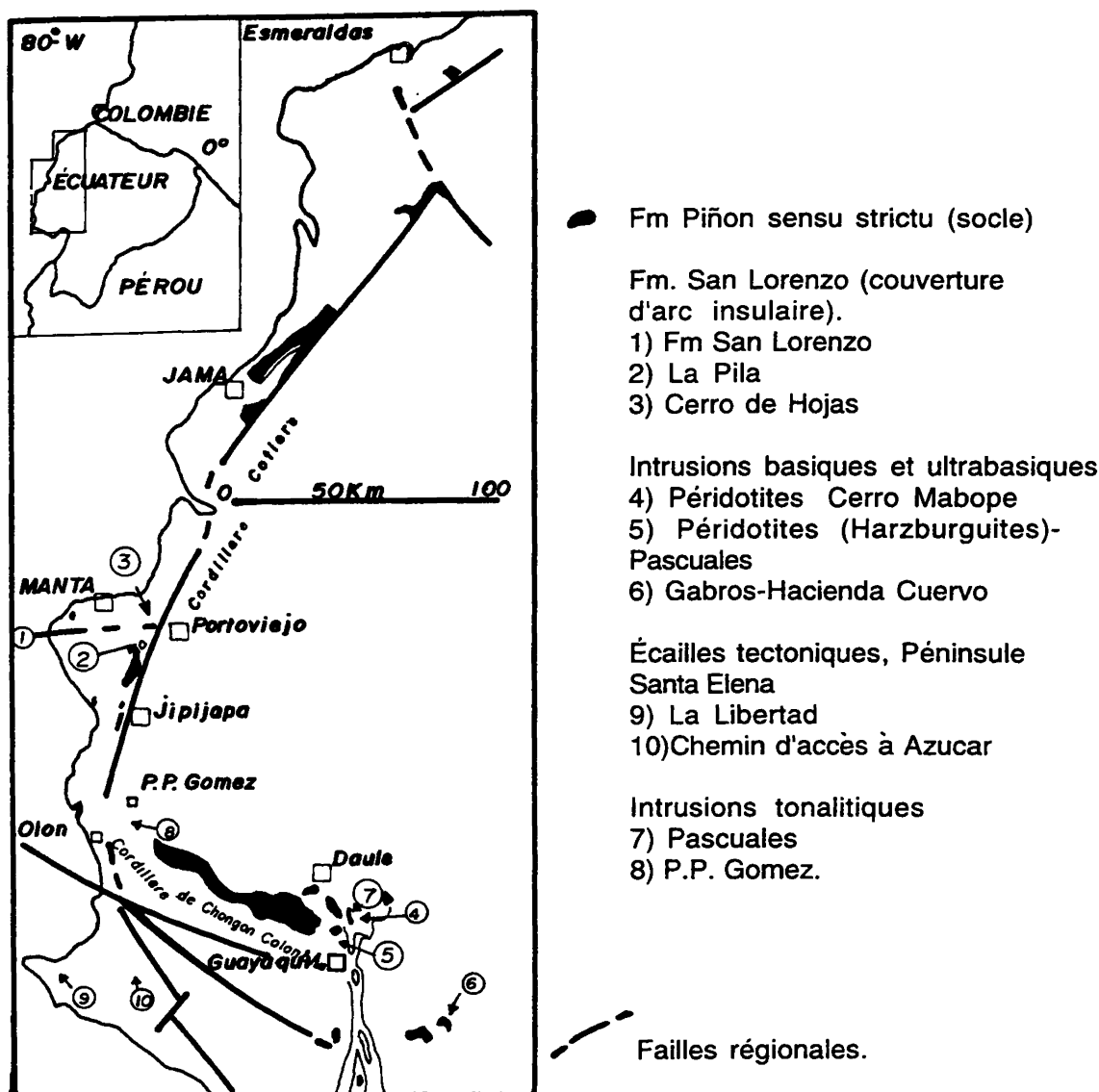


FIG. 14. – Localisation des affleurements du BIC (Basic Igneous Complex) ou Fm Piñon sur la CCC et CCO.

L'âge santorien à maastrichtien terminal de la Fm San Lorenzo est déterminé par les données de Goosens et Rose [1973] à San Lorenzo (85 ± 10 Ma), à Membrillar (74 ± 10 Ma) et à Barranco Prieto (65 ± 20), de Kennerley [1980] à San Lorenzo (87 ± 10 Ma et 66 ± 5 Ma) et de Lebrat [1985] à San Lorenzo ($72,7 \pm 1,4$ Ma).

Une détermination de nannofossiles sur des sédiments situés sous des laves en coussins du Cap San Lorenzo a donné un âge campanien (Ech. # 285-21, N. Jimenez comm. pers.); dans des sédiments associés à des laves en coussins à Barranco Prieto, Sigal [1969] a également déterminé un âge maastrichtien.

c) Les intrusions qu'on trouve dans le complexe volcanique sont :

- des tonalites d'âge campanien comme celles de Pascuales ($73,3 \pm 4,8$ Ma) et P.P. Gómez ($76,9 \pm 6,9$ Ma) qui ont été datées par Pichler et Aly [1983].

- des sills de diabases ou de gabbros qui recoupent

des sédiments tertiaires de l'Éocène ? dans le secteur de San Lorenzo [âges non rapportés, Raharjohana, 1980].

- un dyke dacitique de l'Éocène inférieur à 6 km à l'Est de Puerto Cayo (Route vers Jipijapa) daté de $52,9 \pm 2,4$ Ma par Wallrabe-Adams [1990].

2.2. Un arc insulaire d'âge albien-cénomani

Entre Guayaquil (secteur Pascuales-Orquideas) et les fleuves Guaraguau et Bachillero à 40 km (au NNO de Guayaquil) on a observé au sommet de la Fm Piñon et sous la Fm Cayo, des roches basaltiques porphyritiques à structure en coussins, colonnes, flux de laves et brèches volcaniques. Au microscope (Annexe 1) ces roches ont une texture intersertale, une mésostase un peu vitreuse, à microlites de plagioclase plus clinopyroxène, parfois orthopyroxène et fréquents phénocristaux d'andésine, albite ou orthoclase ; ce sont d'un point de vue pétrographique, des basaltes

andésitiques qui diffèrent du Piñón s. s. L'ensemble est très altéré en chlorite, smectite, calcite, et localement en épidote et pumpellyite, ce qui indique une altération marine pendant le dépôt.

Soit la composition soit le paléo-milieu de dépôt de ces roches sont en faveur d'un événement volcanique d'arc insulaire que j'appelle Arc Cayo, d'âge albien supérieur-cénomaniens étant donné sa position stratigraphique entre la Fm Piñón s. s. et la Fm Cayo (Arc 1, fig. 17). Une étude géochimique sur les pyroxènes permet de préciser la nature de cet événement. Les premiers résultats (sur des diagrammes TixCa + Na et TixAl total) montrent que les roches (Ech. 94-02 Orquideas, et 93-02 Las Piedras, Annexe 1) sont des basaltes tholéitiques orogéniques. Des données plus récentes, encore inédites, suggèrent que ces roches traduisent aussi l'influence d'un plateau océanique (Masclé et Lapierre comm. pers.).

2.3. Données géophysiques

Le BIC est bien marqué par des anomalies de Bouguer positives (+ 162 mgals) sur la carte gravimétrique de l'Équateur. On considère que de telles anomalies caractérisent une croûte océanique accrétée au continent sans obduction [Feininger et Seguin, 1983]. Une étude paléo-magnétique de Roperch *et al.* [1987] sur des roches des formations Piñón, San Lorenzo et Macuchi [=Volcánicos Pilaló de Eguez, 1985] d'âges crétacé-éocène inférieur ?, montre que le socle et les roches volcaniques associées ont subi une rotation en sens horaire de 70° depuis le Crétacé ou plus probablement depuis l'Éocène inférieur (fig. 15).

3. LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA CORDILLÈRE CHONGÓN-COLONCHE

Les roches de la couverture de la CCC sont :

- La Fm Cayo du Crétacé supérieur, d'origine volcano-clastique ;
- La Fm Guayaquil constituée par des pélites silico-calcaires d'âge maastrichtien à paléocène ;
- Les Fm San Eduardo (calcaires), Calcaires Javita et Fm las Masas (marnes et pélites siliceuses) d'âge éocène inférieur à moyen.

3.1. La Formation Cayo

La Fm Cayo a été définie par Olsson [1942] dans les falaises au Sud du petit village côtier de Puerto Cayo.

Elle a été cartographiée en détail (fig. 16) dans la ville de Guayaquil [Benítez, 1990 ; Alvarado, 1990 ; Mite, 1990] et dans le fleuve Bachillero à 40 km au

NNO de Guayaquil. L'étude menée à Guayaquil a permis de lever les colonnes stratigraphiques de la Fm Cayo (fig. 17) et de la Fm Guayaquil (fig. 19) qui peuvent être observées presque complètement sur la nouvelle autoroute de contournement de Guayaquil (Via Perimetral). On reconnaît dans la Fm Cayo un Membre basal pélitique et le Membre Cayo *sensu stricto* volcanoclastique.

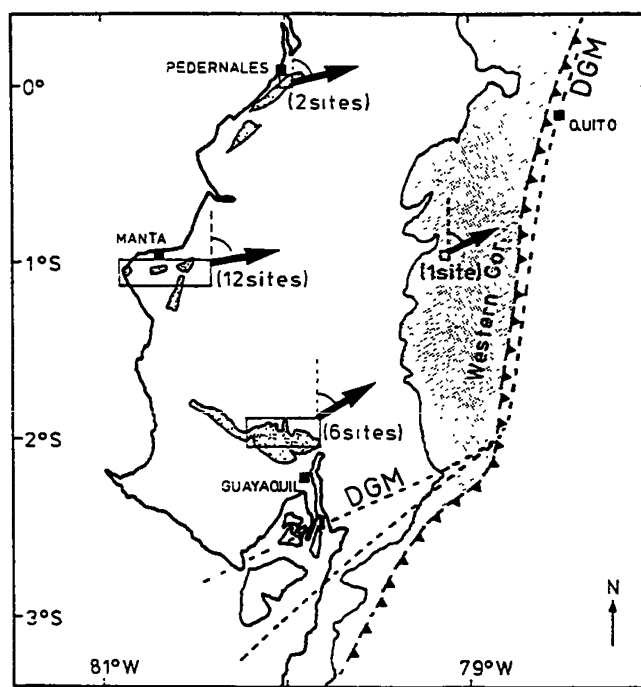


FIG. 15. – Localisation des zones d'échantillonnage paléomagnétique et déclinaisons paléomagnétiques moyennes pour chaque groupe de sites. Le pointillé serré indique les affleurements de l'arc volcanique Macuchi (s.l.) et le pointillé lâche, ceux des basaltes Piñón et San Lorenzo. DGM : faille Guayaquil Dolores [d'après Roperch *et al.*, 1987].

3.1.1. Le Membre basal

Thalman [1946] a défini dans la partie Nord de Guayaquil le « Membre Basal Calentura » ; la section type se trouve dans une ancienne carrière située en un lieu connu aujourd'hui comme Peñón del Río. En fait les roches étudiées par Thalman ne correspondent pas à un « Membre Basal », mais à une intercalation de pélites entre les bancs grés-conglomératiques situés près de la base du Membre Cayo s. s., comme cela a été montré par Benítez [1990] ; M. Ordoñez les a datées du Coniacien grâce au foraminifère *Globotruncana cf. renzi* ; Thalman avait signalé un âge cénomanien supérieur-turonien en se fondant sur une association caractérisée par le même fossile. Celui-ci est actuellement dénommé *Marginotruncana renzi* et caractérise l'intervalle Turonien moyen-Coniacien [Caron, 1991]. Marks [1956] a déterminé au même endroit un âge turonien supérieur avec *Inoceramus plicatus*, *I. roemeri* et *I. striata*.

Alvarado et Santos [1983] rapportent le foraminifère *Helvetotruncana cf. praehelvetica* Trujillo

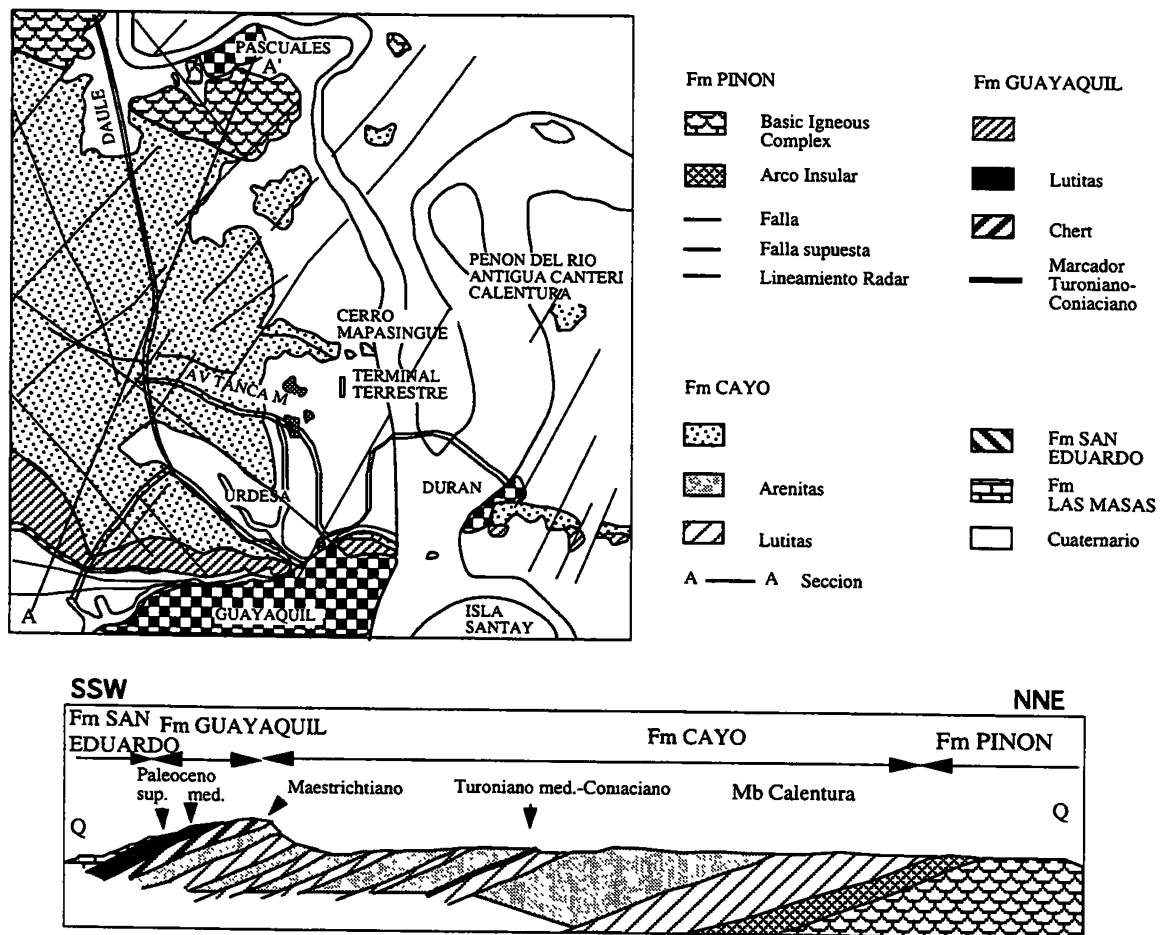


FIG. 16. – Carte et coupe géologique de la banlieue Nord de la Ville de Guayaquil.

(détermination de Sigal) d'âge cénomanien supérieur-turonien moyen, trouvé dans des pélites à Estero Villegas (ou Quebrada La Mina, Coord. 9772,5-602,5) estimées comme faisant partie du « Membre Basal Calentura », mais qui ne correspondent pas non plus à la base de la Fm Cayo mais à des intercalations fines situées près de cette base.

Nous avons pu cartographier une véritable unité basale à Guayaquil et à Estero Guaraguau (fig. 18). A Guayaquil on observe en effet au Cerro Jordan la base de cette unité basale qui repose sur des laves de Piñón ; son sommet est visible sur le chemin d'entrée à une usine de traitement d'ordures qui n'est pas en fonctionnement. A Estero Guaraguau la base repose sur des brèches de Piñón.

Au Cerro Jordan on observe à la base des pélites siliceuses, des tufs fins et des grès tufacés turbiditiques et au sommet, dans le chemin de l'usine, des calcaires et des pélites noires, bitumineuses, à microfaune et écailles de poisson, ainsi que quelques intercalations de grès volcanoclastiques turbiditiques. Dans ce dernier endroit, Gamber *et al.* [1990] ont rapporté les nannofossiles *Lithatrinus floralis*, *Eiffelithus eximius*, et *Marthasterites furcatus* d'âge coniacien, et *Corollithion achysolum* et *Lithatrinus planus* du Turonien. On estime à 400 m l'épaisseur du Membre Basal à Guayaquil.

A Estero Guaraguau on a trouvé une séquence sédimentaire comparable à celle de Guayaquil (fig. 18). On y observe à la base (Unité B1) des pélites siliceuses à intercalations de grès volcanoclastiques turbiditiques qui ont une tendance à diminuer d'épaisseur et de grain (séquence strato-décroissante), puis des pélites noires siliceuses (Unité B2), et, vers le sommet, (Unité B3) des pélites calcaires, des turbidites calcaires et des calcaires noirs. Dans ceux-ci on trouve des foraminifères et des nannofossiles très silicifiés, raison pour laquelle on n'a pas pu les identifier ni les dater. Néanmoins, Gamber *et al.* [1990] signalent des foraminifères benthiques qui indiqueraient un paléo-environnement de plate-forme moyenne, bien que cette faune puisse être remaniée. L'épaisseur mesurée à Estero Guaraguau est de 130 m.

Conclusions - L'âge du sommet calcaire du Membre Basal de Cayo est turonien-coniacien d'après les données de Gamber *et al.* [1990] et bien qu'ils pensent que les fossiles turoniens soient remaniés. L'âge des sections plus siliceuses de la base (B1 et B2 à Guaraguau) est au moins turonien ou plus ancien. Il pourrait s'agir d'un événement transgressif important. Enfin, dans la mesure où le nom de Calentura ne correspond pas à une véritable section basale, je propose que le Membre Basal de Cayo soit redéfini dans les sections étudiées à Guayaquil et Estero Guaraguau.

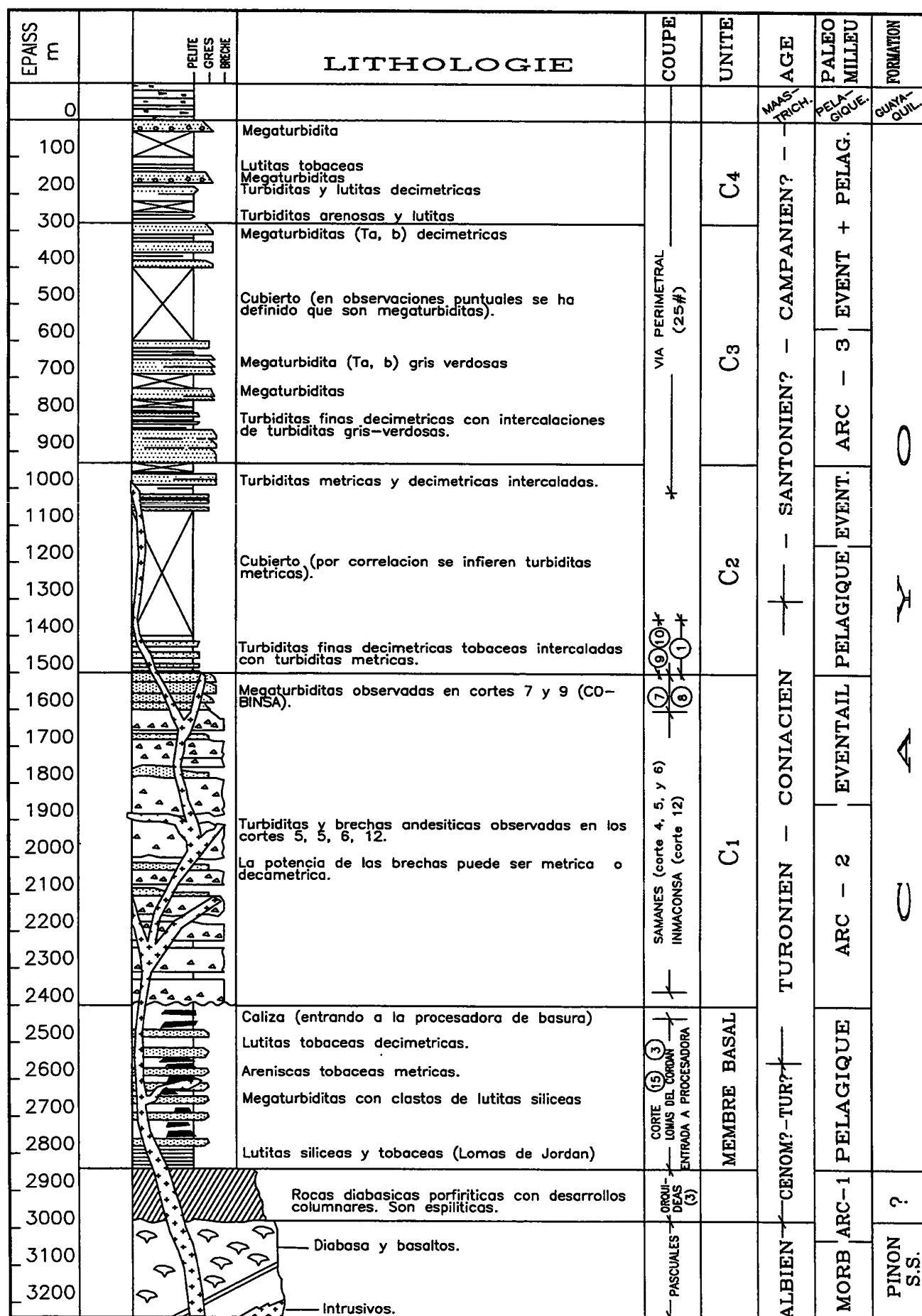


FIG. 17. - Stratigraphie de la Fm Cayo à Guayaquil.

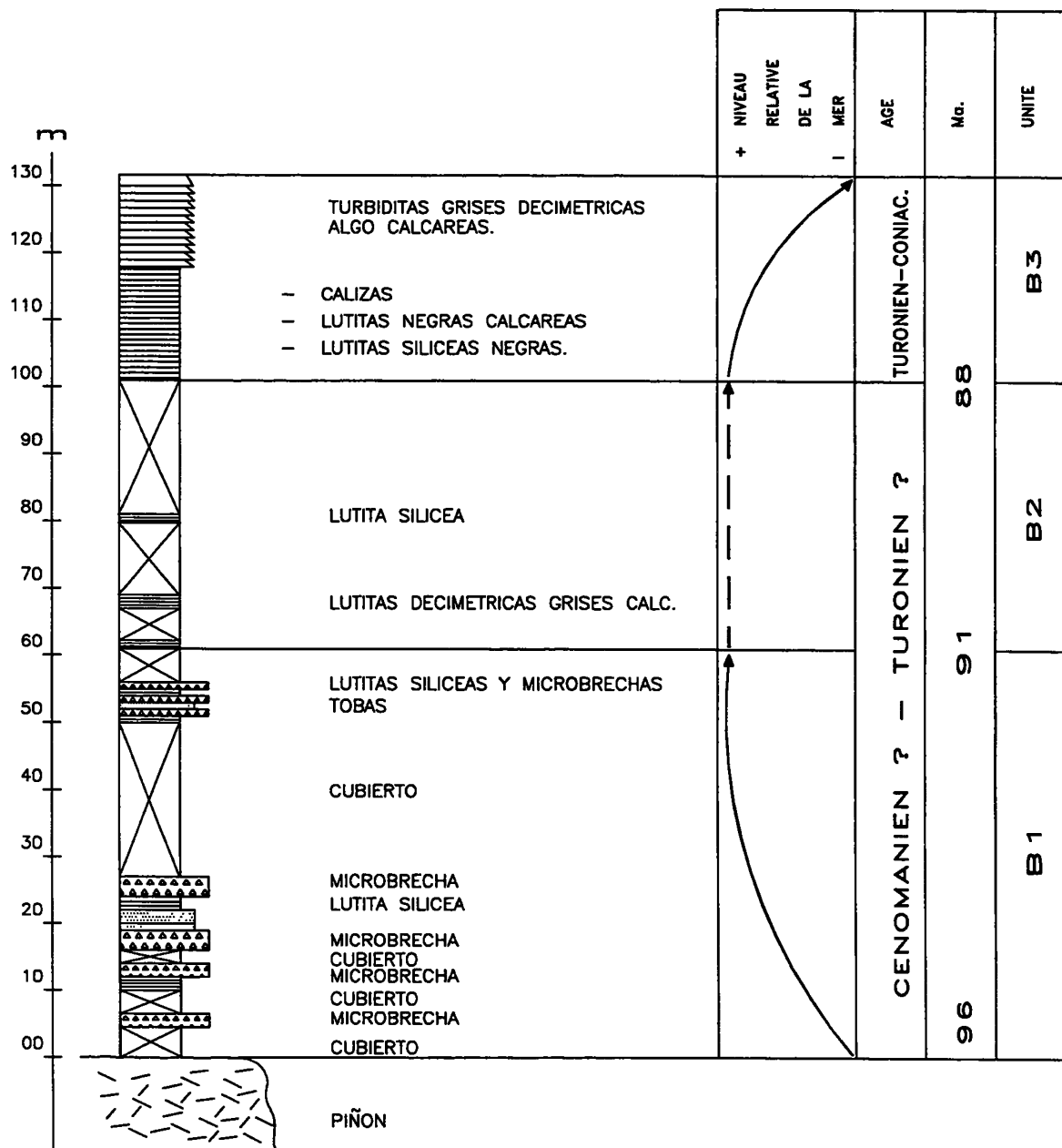


FIG. 18. – Stratigraphie du Membre Basal de la Fm Cayo à Estero Guaraguau, localisé à 30 km à l'Ouest de Guayaquil.

3.1.2. Le membre Cayo sensu stricto

A Guayaquil, le Membre Cayo *s. s.* qui surmonte le Membre Basal, a une épaisseur de 2400 m et affleure, à quelques interruptions près, tout au long de la Via Perimetral entre le Cerro Jordan et la route vers Salinas. En analysant plusieurs coupes de détail, j'ai [Benítez, 1990] établi la colonne stratigraphique suivante (fig.17) :

– Unité C1 : à sa base (700 m) on trouve des brèches volcaniques et agglomérats de roches andésitiques à éléments plus ou moins arrondis décimétriques à métriques. Vers le sommet on trouve des mégaturbidites granoclassées. Au microscope, les brèches ont une matrice vitreuse bien conservée et des enclaves de

plagioclases (andésine-labradorite) plus pyroxène (clino et ortho) ; une altération moindre observée dans les minéraux et en particulier dans les pyroxènes nous permet d'inférer une origine subaérienne pour ces éléments (H. Lapierre, comm. pers.), quoique le dépôt du flux ait pu s'effectuer en milieu marin au bas de hauts-reliefs d'un arc insulaire. L'âge de cet événement volcanique serait turonien moyen à supérieur si l'on considère l'ensemble des datations sur les pélites sus-jacentes.

– Unité C2 (500 m) : à sa base on trouve quelques 20 m de pélites légèrement calcaires à microfaune de radiolaires et foraminifères, corrélables avec le Membre « Basal » Calentura de Thalman, dont l'âge est turonien moyen-coniacien avec *Globotruncana cf. renzi* et plus

précisément turonien supérieur avec des *Inoceramus* [Marks, 1956] ; ces caractéristiques en font un bon marqueur de la Fm Cayo à Guayaquil. La majeure partie de l'unité est constituée par des tufs et greywackes granoclassés à composition litho-feldspatique et matrice vitreuse-smectitique, et par des intercalations de pélites tufacées.

– Unité C3 (600 m) : elle est constituée par des mégaturbidites décamétriques granoclassées, dont les éléments sont d'origine volcanoclastique, de couleurs verdâtre et rougeâtre. Vues au microscope ce sont des greywackes litho-feldspatiques à matrice smectitique ou vitreuse ; les fragments de roches sont des andésites basaltiques porphyriques, des dacites vitreuses vésiculaires, localement fluidales ou à texture perlitique ; quelques laves vésiculaires présentent de la pumpellyite ; on trouve occasionnellement quelques fragments de mollusques.

– Unité C4 (300 m). : on y trouve le plus fréquemment des pélites tufacées et des tufs cinéritiques intercalés avec des greywackes et formant des séquences stratodécroissantes. Le sommet de la Fm Cayo est marqué par les mégaturbidites qui affleurent à la Ciudadela Bellavista.

L'âge des unités C3 et C4 n'a pas été déterminé à Guayaquil ; il serait santonian à campanien et même maastrichtien d'après leur position stratigraphique.

Au Rio Bachillero le Membre Cayo s. s. a une épaisseur de 1500 m et un caractère moins volcanoclastique qu'à Guayaquil. On y peut définir plusieurs séquences mixtes granocroissantes-stratodécroissantes interprétées comme des lobes de progradation d'un éventail sous-marin. De la même façon qu'à Guayaquil on remarque une tendance générale à la diminution de la taille des grains vers le sommet ce qui implique une diminution des apports volcaniques et corrélativement l'augmentation des apports non volcaniques ; ainsi on a trouvé dans les 150 m du sommet un peu plus de quartz et d'opale et, pour la première fois, des fragments d'algues calcaires témoignant que la source des sédiments comportait un relief marin d'eau peu profonde.

3.1.3. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

L'Unité basale de Cayo s. s. à Guayaquil est corrélable avec une unité de méga-turbidites décamétriques de 220 m d'épaisseur au Rio Bachillero, ce qui explique en partie la diminution d'épaisseur à cet endroit et permet d'inférer un caractère plus proximal par rapport à la source volcanique pour la Fm Cayo s. s. à Guayaquil et donc plus distal au Rio Bachillero. En ce lieu on a pu mesurer quelques directions de paléo-courants vers l'Ouest et le SO ce qui est compatible avec des données plus précises mesurées au Sud de la CCC. Toutes ces données nous permettent de supposer l'existence d'un paléorelief volcanique situé vers l'Est ou le NE de la CCC, ceci sans tenir compte de la rotation subie par ces roches [Roperch *et al.*, 1987].

Pour caractériser la profondeur du paléo-milieu de dépôt, on ne dispose pas de données directes ; on notera seulement que Romero [1990] a déterminé à Machalilla dans la Fm Cayo un mélange de foraminifères benthiques caractérisant diverses profondeurs entre sublittoral et plate-forme externe ce qui vient en appui d'une origine turbiditique et d'un dépôt plus profond, au moins bathyal.

Les résultats d'une étude géochimique préliminaire menée sur des pyroxènes de débris volcaniques (Ech. 94-03 Samanes-Turonien, et 93-04 Espol-Campanien probable, Annexe 1) montrent (sur des diagrammes TixCa + Na et TixAl total) qu'il s'agit de basaltes soit orogéniques, (Ech. 94-03, Arc 2, fig. 17), soit tholéitiques (Ech. 93-04, Arc 3, fig. 17). En conclusion, la Fm Cayo enregistre deux épisodes d'arc insulaire qui auraient fonctionné pendant le Crétacé supérieur.

3.2. La Formation Guayaquil

La Fm Guayaquil a été définie par Thalman [1946] et Sheppard [1946] dans la Ville de Guayaquil, plus précisément dans l'ancien quartier des ferroviaires à San Pedro. Néanmoins, dans cet endroit n'affleure que la partie basale plus siliceuse d'âge maastrichtien, raison pour laquelle la formation a été appelée « Chert Guayaquil » ; en outre ces affleurements ont tendance à disparaître à cause de l'urbanisation. Suite à l'étude de nouvelles coupes j'ai proposé que la localité type de la Fm Guayaquil soit la Via Perimetral de Guayaquil au Nord de l'intersection avec la route vers Salinas, où affleure une section complète (fig. 19).

Canfield [1966] et Benítez [1990] ont montré que ces roches forment un ensemble facilement différenciable des Fm Cayo sous-jacente et San Eduardo sus-jacente, par sa lithologie fine de pélites silico-calcaires alternant avec des sédiments tufacés fins. En outre elles sont aisément cartographiables car elles affleurent sur tout le flanc sud de la CCC, raison pour laquelle on ne doit pas les considérer comme un simple membre de la Fm Cayo comme cela a été proposé par Bristow [1975].

Les études de Benítez [1990] ont confirmé que la Fm Guayaquil est d'âge crétacé à la base et paléocène au sommet. Une étude postérieure effectuée par Amoco-Petroecuador [Marksteiner et Aleman, 1991], à laquelle j'ai participé, a permis de préciser la position de la limite Crétacé/Paléocène sur des affleurements de la Via Perimetral à Guayaquil.

3.2.1. Lithostratigraphie

D'après des études de détail menées à Guayaquil et au Rio Bachillero la formation peut être subdivisée en deux membres (fig. 19). Le Membre inférieur est constitué par une alternance rythmique de pélites noires, centimétriques à décimétriques, très silicifiées à nodules

COORDENADAS		CORTE 0 CANTERA	POTENCIA EN m	LITOLOGIA		MUESTRA	DESCRIPCION	EDAD	FORMACION	MIEMBRO													
621.200 9'758.900	617.050 9'758.770			LITITA ARENISA CALIZA CONGLOM.																			
CDLA. BELLAVISTA AVENIDA PRINCIPAL	(1)	VIA PERIMETRAL (2)	85	FALLA	20	4098 4089	LUTITAS SILICEAS CENTIMETRICAS CON NUDULOS DE SILEX (CHERT) EN ALTERNANCIA RITMICA CON LI- MOLITAS TOBACEAS.	MAASTRICHTIANO	CAYO	G. INFERIOR													
											15	10	NO MEDIDO ± 75	3584 3585	LUTITAS SILICEAS Y MARGAS CALIZA (BIOMICRITA) LUTITAS SILICEAS CON NUDULOS DE "CHERT" (PLEGADAS) LUTITAS SILICEAS ALGO CALCAREAS ARENISCAS TOBACEAS DECIMETRICAS TURBIDITICAS. LUTITAS CALCAREAS CENTIMETRICAS A DECIMETRICAS. LUTITAS SILICEAS.	PALEOCENO SUPERIOR	G. SUPERIOR						
																		1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)	
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)																			
						NO MEDIDO ± 75	3571	LUTITAS SILICEAS TOBACEAS. LUTITAS TOBACEAS SILICEAS. LUTITAS TOBACEAS CALCAREAS. TURBIDITAS TOBACEAS.	PALEOCENO INFERIOR (DANIANO)														
1	120	3571																					

FIG. 19. - La formation Guayaquil à Guayaquil. 1: Benítez [1990]. 2: Amoco-Petroecuador [1991].

de silex (chert), et de siltites subordonnées, marrons, tufacées, friables ; l'épaisseur de cette unité mesurée à Bellavista est de 85 m. Le Membre supérieur épais de 240 m a été étudié dans la carrière Hormigonera Guayaquil (Coord. 617,05-9758,77) ; on trouve à la base des tufs gréseux à ciment calcaire, en bancs centimétriques à métriques, puis des pélites siliceuses de plus en

plus calcaires et plus riches en matière organique vers le haut ; les derniers 10 à 20 m du sommet sont constitués à nouveau de pélites très siliceuses et présentent des figures de déformation plastique ; dans tout le membre sont fréquentes des intercalations de grès turbiditiques. Un de ceux-ci (Ech. No. 3574 prélevé dans les niveaux sommitaux) montre des grands foraminifères

benthiques, des spicules d'éponges remaniés, de la glauconite remaniée, des feldspaths, du quartz volcanique, et des fragments de pélites.

Près de l'extrémité ouest de la CCC on a levé une coupe, incomplète, de la formation au Rio Seco (Coord. 9785-553). On observe une réduction des pélites calcaires du Membre supérieur et la présence de tufs blancs, en bancs métriques à décimétriques, fins à sableux, granoclassés, intercalés entre des pélites siliceuses ; ceci correspondrait à un changement latéral de faciès de la Fm Guayaquil à un niveau non déterminé entre la base du Membre supérieur et le Membre inférieur.

3.2.2. Biostratigraphie

Le Membre inférieur de la Fm Guayaquil a présenté à la Hormigonera Guayaquil le foraminifère benthique *Bolivinoidea draco draco* du Maastrichtien terminal [M. Ordoñez in Benítez, 1990].

La localisation exacte de la transition Crétacé-Paléocène a été précisée grâce au projet Amoco-Petroecuador [Marksteiner et Aleman, 1991], à 35 m du sommet du Membre inférieur, par l'occurrence, et la surabondance, du palynomorphe *Manumiella druggii* contrastant avec l'absence d'autres espèces ; le Danien sus-jacent a été déterminé avec *Cassidium fragile*. La datation a été réalisée par Sanfilippo de la Scripps Institution of Oceanography sur l'échantillon VP-14 collecté par A. Aleman. D'après le rapport final du projet [AMOCO-PE, Marksteiner et Aleman, 1991] on serait apparemment face à une transition sans interruption entre le Crétacé et le Paléocène mais le rapport indique aussi que les couches basales daniennes montreraient un léger downlap sur les roches crétacées, ce qui suggérerait une discontinuité d'une ampleur non déterminée. Toutefois lors d'une visite récente à l'affleurement ce dispositif n'a pas été observé.

De la même façon, sans changement lithologique important, le Membre supérieur présente vers le haut des âges paléocènes de plus en plus jeunes. La première détermination du Paléocène dans le Membre supérieur a été faite par M. Ordoñez [in Benítez, rapport inédit, 1986] avec le foraminifère *Globorotalia pseudotopilensis* d'âge paléocène supérieur-éocène inférieur trouvé au sommet de la formation à Las Masas, 25 km à l'Ouest de Guayaquil ; ensuite on a déterminé à Hormigonera Guayaquil dans le Membre supérieur la base du Paléocène supérieur (M # 3572, fig. 19) avec le foraminifère *Globorotalia angulata* (P3-P4A), et près du sommet le Paléocène supérieur-Éocène inférieur (P4B-P7A) avec *Globigerina* aff. *nitida*. Enfin, au même endroit, UNOCAL [1987] a déterminé (MG-167) la zone CP-8 avec les nannofossiles *Coccolithus pelagicus*, *Toweius* sp, *Fasciculithus tympaniformis* et *F. involutus* ainsi que le zone P4B-P5 avec les foraminifères *Morozovella* cf. *aequa*, *Acarinina* spp., *A. pseudotopilensis*, *Subbotina* spp., *Anomalina dorri*, *Bulimina arkadelphia*, *Alabamina* cf. *A. creta*,

Pullenia coryeli, *Gyroidina globosa*, *Lenticulina whitei*, *Lenticulina* spp., *Nodosaria* sp. et *Marginulina* sp.

3.2.3. Paléomilieu de dépôt

La paléoprofondeur de dépôt qui correspond à la microfaune rapportée par UNOCAL [1987] est l'étage bathyal (200-2000 m).

L'ensemble des éléments remaniés dans les turbidites sommitales témoigne d'une double origine : une fraction authigène de plate-forme externe, mais déplacée, et une fraction volcanoclastique.

3.3. La Formation San Eduardo

Elle a été définie par Landes [1944] dans l'ancienne carrière de l'usine de ciment à Guayaquil. L'exploitation de ces calcaires a presque entièrement fait disparaître l'affleurement, raison pour laquelle je propose une nouvelle localité type dans la carrière Cerro Blanco de la même usine localisée à 15 km à l'Ouest de Guayaquil (coord. 607-9760), où on trouve l'épaisseur maximum de la formation (80 m).

En raison de la présence d'abondants débris de macro-foraminifères et d'algues coralliennes, les calcaires ont été considérés comme des dépôts d'eau peu profonde [Hoffstetter, 1956], quoique Bristow et Hoffstetter [1977] mentionnent déjà le caractère turbiditique des calcarénites ainsi que Cisneros [1976, inédit], Feininger [1980], et Santos [1986].

3.3.1. Lithostratigraphie

Comme cela se passe normalement dans les dépôts turbiditiques, des calcarénites d'origine turbiditique alternent avec des sédiments calcaires fins pélagiques. Le cycle ou séquence idéale de la sédimentation de San Eduardo est représenté sur la figure 20A.

Dans la nouvelle localité type proposée, on a mesuré une colonne sédimentaire presque complète (fig. 20B) ; pour faire des corrélations on a également mesuré la partie basale de la formation à la carrière Hormigones Precon située à 4 km à l'Est de Cerro Blanco (fig. 21). L'épaisseur totale mesurée à la carrière de Cerro Blanco est de 80 m non continus mais assemblés à partir de plusieurs petites coupes. Cette valeur est la même que celle fournie par Canfield [1966] et est aussi comparable avec l'épaisseur de 90 m établie en forage par les géologues de la carrière (Geol. Marco Tinoco, comm pers). Ceci diffère des données de l'IFP qui rapporte près de H. Precon une épaisseur de 200 m ; il semble cependant que dans cette épaisseur soit aussi comprise la Fm Las Masas sus-jacente, qui a été incluse dans la Fm. San Eduardo pour la cartographie.

Dans notre colonne (fig. 20B) on a subdivisé la formation en 4 unités lithologiques : SE-4 à SE-1, qui correspondent à peu près à la division faite par les

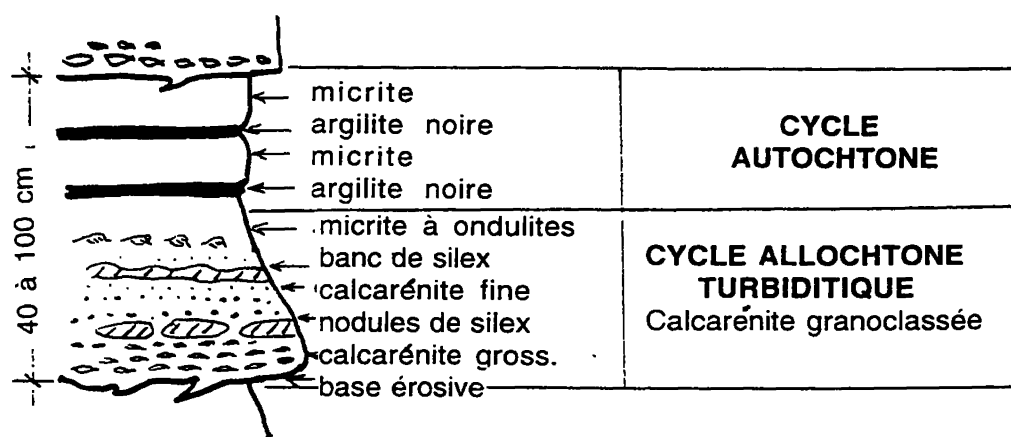


FIG. 20A - Cycle de sédimentation de la Fm San Eduardo

géologues de la carrière en se fondant sur la teneur en carbonates de calcium et magnésium. Ils distinguent du sommet à la base les unités 1 à 4 à valeurs moyennes de 93, 85, 93, et 75 % de carbonates respectivement. Les limites des unités sont des intervalles argileux fins riches en microfaune pélagique et on les a interprétées comme des maximum transgressifs (maximum flooding) mais il semble qu'ils correspondent plutôt à des minimum eustatiques.

L'Unité basale SE-4 (13 m) est constituée par des turbidites d'origine terrigène en séquences stratodécroissantes intercalées avec des turbidites calcaires, quoique à la base de la formation on trouve des sédiments pélagiques fins (Ech. # 647-P, 648-P, 650-P) : pélites siliceuses et mudstone à spicules d'éponges, radiolaires, et foraminifères. Les turbidites calcaires augmentent d'épaisseur vers le haut jusqu'à des valeurs métriques ; elles présentent typiquement des textures packstone à wackestone et des éléments d'origine néritique : grands foraminifères benthiques (discocyclines, nummulites, etc), fragments d'échinodermes, fragments d'algues *Lithothamnium* et quelques foraminifères planctoniques. A H. Precon au sommet de l'unité, on trouve fréquemment des bandes et nodules de silex. Le sommet de l'unité présente une intense bioturbation.

L'Unité SE-3 (28 m) un peu moins calcaire, débute avec une pélite argileuse (D et D') à grande continuité latérale et abondante microfaune et constitue un bon marqueur stratigraphique. Vers le haut on trouve un banc de calcilutites noires de 3 m constitué de plusieurs niveaux inclinés silicifiés qui semblent souligner une méga-stratification entrecroisée. Au-dessus on rencontre à nouveau des calcaires turbiditiques de couleur beige à blanche, en bancs décimétriques à métriques, en séquences granodécroissantes, dont la composition est similaire à celles de l'unité SE-4. Les bancs interturbidites plus fins (Ech. # PO-636) sont des calcilutites de couleur gris clair constituées par une matrice micritique (50 %), par des foraminifères planctoniques (50 %) et de très rares benthiques,

composition qui confirme un dépôt profond probablement bathyal. Si on fait exception des 3 m argileux de la base, les teneurs en carbonates sont supérieures à 90 %.

L'Unité SE-2 (12 m) présente aussi à sa base des argilites (A) qui correspondraient aussi à un maximum transgressif. Au-dessus on trouve des calcilutites grises (mudstone), un banc épais de debris flow (packstone) et quelques calcaires turbiditiques décimétriques. Les faciès turbiditiques présentent (Ech. # PO-642, PO-645) des grands foraminifères (Nummulites, Discocyclines, etc), fragments d'algues, fragments d'échinodermes, et très peu de planctoniques ; par contre les faciès fins présentent en majorité des foraminifères planctoniques. Les pélites de la base présentent une microfaune remaniée d'âge paléocène supérieur. Les teneurs en carbonates sont de l'ordre de 80-85 %.

L'Unité SE-1 (26 m) montre une base érosive et est constituée par des turbidites calcaires, beiges ou blanches, en bancs métriques (plus communes à la base) ou décimétriques (plus communes au sommet) en séquences granodécroissantes à l'exception du sommet où on trouve quelques séquences granocroissantes. Au microscope les turbidites présentent des textures wackestone et packstone et une composition similaire à celles des unités inférieures. Les faciès pélagiques interturbiditiques ont en général une épaisseur plus réduite et vers le sommet sont constitués de pélites calcaires noires à microfaune de radiolaires et foraminifères. Les teneurs en carbonates sont supérieures à 93 %.

3.3.2. Biostratigraphie

La Fm San Eduardo a été datée de l'Éocène moyen basal par plusieurs auteurs [Stainforth, 1948 ; Frey, 1967 ; Canfield, 1966 ; Small, 1962] avec les foraminifères benthiques suivants : *Discocyclina anconensis*, *D. meroensis*, *D. sheppardi*, *D. (Asterocyclina) aff. ruteni*, *Amphistegina ellioti*, *Cibicides perlucidus*, *Hastigerinella colombiana*, *Planorbulina* sp., *Pseudophragmina (Proporocyclina) peruviana* et *Spiroplectoides eocenica*, et les foraminifères plancto-

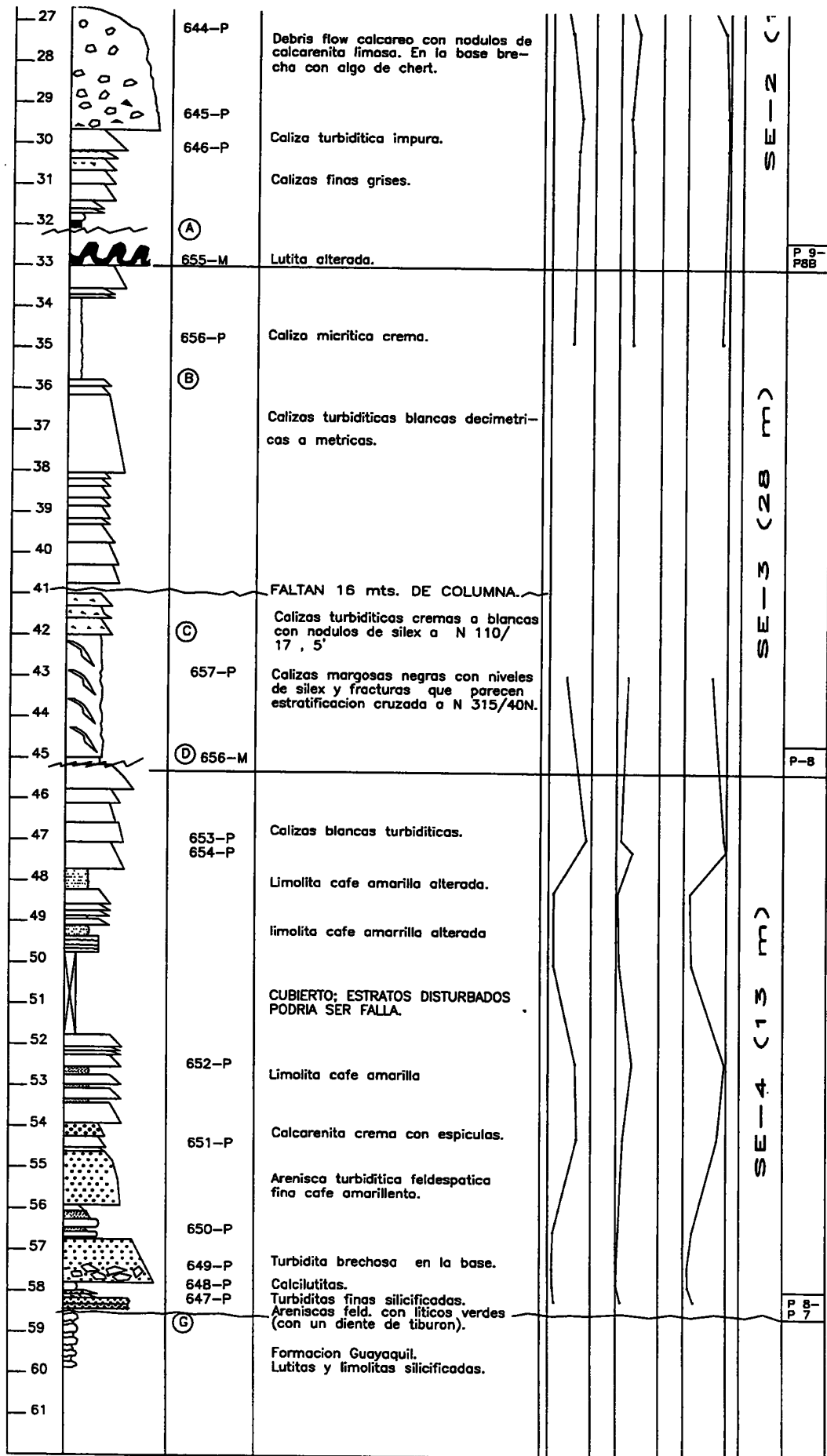


FIG. 20B. - Columne stratigraphique de la Fm San Eduardo à la carrière de Cerro Blanco, de l'usine de ciment Rocafuerte. Cette localité est proposée comme localité type parce que l'ancienne n'existe plus.

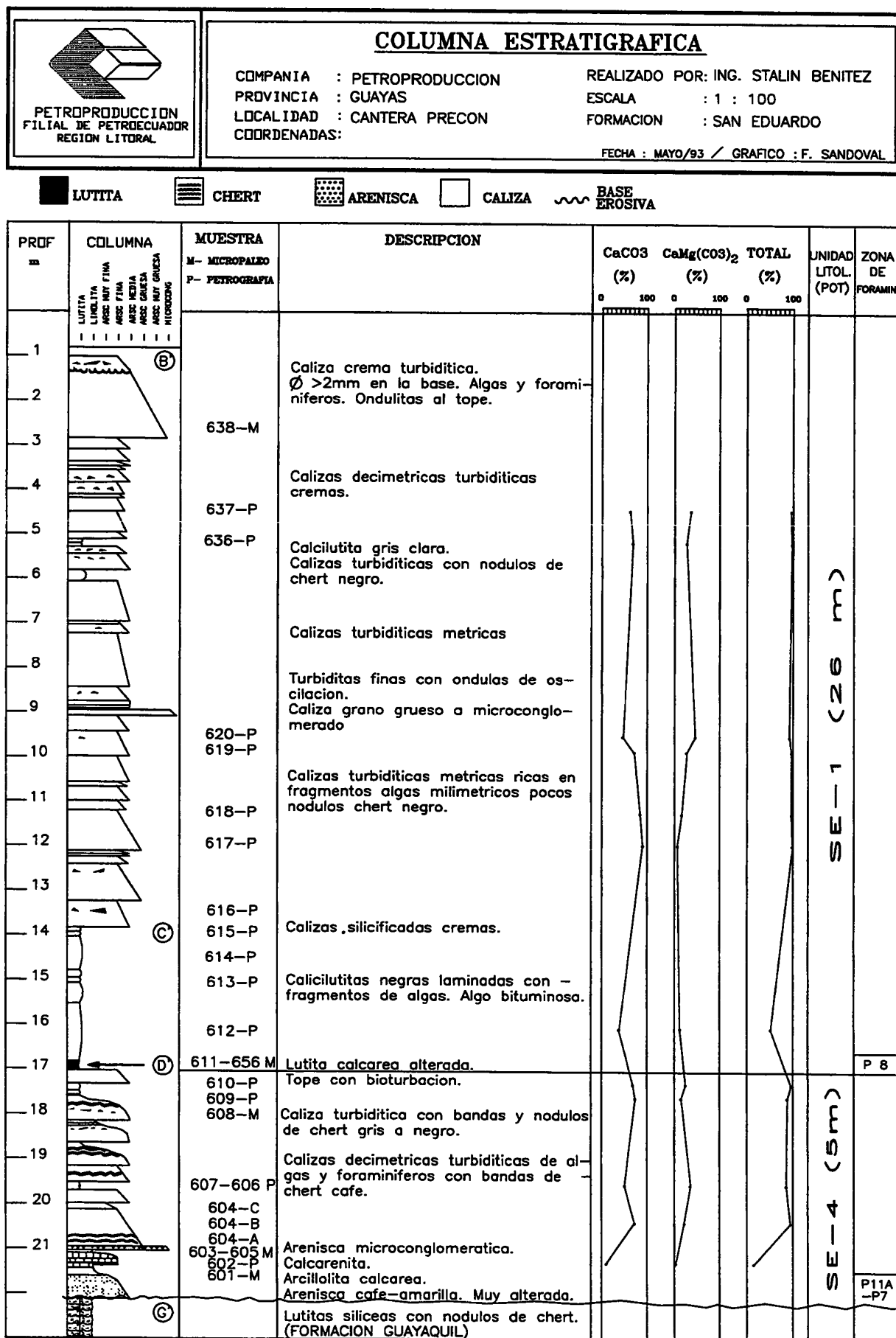


FIG. 21. - Colonne stratigraphique de la base de la Fm San Eduardo à la carrière de Hormigones Precón.

niques : *Globigerina* sp., *G. wilsoni boliviana* et les algues : *Archeolithothamnium* sp. et *Lithothamnium* sp.

UNOCAL [1987] a trouvé dans un affluent du Rio Balsamo (Ech. # MG-78) les nannofossiles calcaires : *Calcidiscus formosus*, *Chiasmolithus* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera* sp., et *Sphenolithus radians* d'âge éocène inférieur probable et au même endroit (MG-79) les nannofossiles : *Calcidiscus formosus*, *Chiasmolithus bidens*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster diastypus*, *D. cf. barbadiensis*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Helicosphaera seminulum*, *Tribrachiatus branletti*, *T. orthostylus* et *Rhombaster calcitrapa* de la base de l'Éocène inférieur (zone CP 9A) ; au Rio Papayo (Ech. # RH-79) les foraminifères benthiques *Cibicides allenii* et *Gyroidina globosa* indiquent la partie inférieure à moyenne de l'Éocène inférieur (zones P6-P8) et à Hormigonera Guayaquil (Ech. # MG-162) le nannofossile *Tribrachiatus orthostylus*, caractérise l'Éocène inférieur (zones CP9-CP10).

Dans la coupe des carrières Cerro Blanco et H. Precon on a trouvé :

– A la base de la formation (Ech. # 605, Unité SE-4) le foraminifère *Bolivina jacksonensis* ; les radiolaires *Cenosphaera* sp., *Cenodiscus* sp., *Theocyrtis* sp., *Lamptonium* cf. *fabaeforme* d'âge yprésien-lutétien basal (zone P7-P11A).

– A la base de l'unité SE-3 (Ech. # 611, 656) les foraminifères benthiques *Epistomina* sp., *Gyroidina perampla*, *Lenticulina* sp., et *Uvigerina mantaensis* ; les radiolaires *Orbula discipulus*, *Stylosphaera* sp., et les foraminifères planctoniques *Acarinina* cf. *broedermanni*, *Turborotalia praecentralis*, *Globigerina* sp., *G. eocena*, *Globorotalia broedermanni*, *G. cf. increbescens*, *G. cf. chapmani*, *G. esnaensis*, *G. wilcoxensis* et *Globigerina* aff. *collactea* qui indiquent la zone P8-B.

– A la base de l'unité SE-2 (Ech. # 655) les foraminifères benthiques *Bolivina* cf. *jacksonensis*, *Bulimina* sp., *Lagena* sp. et les planctoniques *Globigerina* sp., *G. linaperta*, *Globorotalia pseudomenardi*, *G. pusilla pusilla*, et *Turborotalia* cf. *praecentralis* dont *G. pseudomenardi* indiquant l'intervalle Thanétien-Yprésien alors que *G. pusilla pusilla* du Thanétien est remaniée.

– Au sommet de la formation (Ech. # 626, unité SE 1) les foraminifères *Bulimina jarvisi*, *Cibicides* sp. et les radiolaires *Cenodiscus* sp., *Cenosphaera* sp., *Podocyrtis* aff. *diamesa* et *Thyrsocyrtis hirsuta* dont les deux derniers indiquent l'intervalle Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (zones P9-P10).

En conclusion l'âge de la Fm San Eduardo se situe entre P7 et P10, quoique selon les données d'UNOCAL [1987] elle pourrait démarrer dans la zone CP-9A (=P 6B) à la base de l'Éocène inférieur, mais on pense que cette faune est remaniée. Une synthèse de l'âge est montrée dans le tableau suivant dont toutes les datations ont été effectuées par Martha Ordoñez :

ÂGE DE LA FORMATION SAN EDUARDO

UNITÉ	MICROFAUNE	RANG ESPÈCE	ÂGE
SE-1	<i>Podocyrtis</i> aff. <i>diamesa</i> <i>Thyrsocyrtis hirsuta</i>	P9-P11 P7B-P10	P9-P10 (Éocène inf.- moyen basal)
SE-2	<i>Globorotalia pseudomenardi</i> <i>Turborotalia</i> cf. <i>praecentralis</i>	P3-P9 P8B-P11	P8B-P9 (Éocène inf.)
SE-3	<i>Globorotalia broedermanni</i> <i>G. wilcoxensis</i> <i>Turborotalia</i> cf. <i>praecentralis</i>	P8-P12 2/3P6-P8 P8B-P11	P8B (Éocène inférieur)
SE-4	<i>Lamptonium</i> cf. <i>fabaeforme</i>	P7-P11	P7-P8 (Éocène inf.)

3.3.3. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

D'après le rapport d'UNOCAL [1987] l'ensemble des foraminifères est caractéristique d'un milieu bathyal inférieur à moyen (200 à 800 m). On a déjà signalé que la prédominance des foraminifères planctoniques dans les intervalles pélagiques interturbiditiques indique aussi une paléoprofondeur bathyale.

Peu de données fournissent des indications de paléodirections d'apports. Une ondulite symétrique à Cantera Freire (coord. 9759,9-613,7) a donné une direction N 35-215 tandis qu'une ondulite asymétrique à H. Precon a fourni un sens vers le N 215. Une structure considérée comme clinoforme à Cantera Freire a montré un sens vers le Sud [Jaillard *et al.*, 1993], et une autre à Cerro Blanco un sens vers le NE.

3.3.4. Corrélations

La Fm San Eduardo diminue d'épaisseur et disparaît à Las Masas d'après la carte géologique (Chongón 1/100 000). Néanmoins on trouve près de cet endroit au Rio Paco quelques 20 m d'épaisseur (coord. 586,2-9768,9) et plus à l'Ouest au Rio Bachillero un banc décimétrique de calcaires à laminations parallèles (Ech. # CC-2263, CC-2268 ; coord. 577,67-9771,57) qui présentent une lithologie typique de San Eduardo avec des foraminifères benthiques (*Discocyclina*, *Amphistegina*, *Lenticulina*), des débris d'algues et quelques planctoniques, ainsi qu'une matrice micritique ; ces calcaires sont sus-jacents à d'autres à caractère plus pélagique de 4 m d'épaisseur.

200 m plus à l'Ouest on ne retrouve que des calcaires pélagiques à foraminifères planctoniques (80 %) et matrice micritique (Ech. # 2271 à 2273) au-dessus de la Fm Guayaquil et sous les pélites siliceuses de la Fm Las Masas. Ils s'agit donc d'équivalents latéraux de la Fm San Eduardo et de la partie basale J-1 des Calcaires Javita.

En conclusion, les faciès turbiditiques de la Fm San Eduardo se biseautent au Rio Bachillero. Plus à l'Ouest on ne retrouve que des faciès pélagiques de quelques mètres d'épaisseur qui seraient les mêmes que ceux de la base des Calcaires Javita et qui en particulier ont le même âge que l'unité SE-1 du sommet de San Eduardo.

3.4. La Formation Las Masas

D'après le Lexique stratigraphique [Bristow et Hoffstetter, 1977] elle a été définie par Sutton [1959] à Las Masas en un lieu où elle n'affleure presque pas (coord. 5860-9769). Néanmoins, on l'a rencontrée systématiquement au-dessus de la Fm San Eduardo en contact apparemment concordant quoique souvent recouvert par la Faille Colonche.

3.4.1. Lithostratigraphie

Il s'agit d'argilites vert-jaune, bien litées, bien consolidées, marneuses à la base. A Estero Balsamo à quelques kilomètres à l'Ouest de la carrière Cerro Blanco, on a estimé son épaisseur à plus ou moins 200 m. Il faut signaler que sur la carte géologique (Feuille Chongón 1/100 000) cette formation a été cartographiée sans la distinguer de la Fm San Eduardo, et sans aucune mention dans la notice géologique. Le sommet de la formation est souvent caché par des éboulis ; il semble être graduel vers des siltites verdâtres, tendres, corrélables avec le Groupe Ancón ; au Rio Balsamo le contact est tectonique (faille Colonche N 100° E, 60° S).

Au Rio Balsamo on observe des cycles sédimentaires décimétriques qui sont peut-être d'origine turbiditique (fig. 21B).

Au Rio Bachillero on a trouvé des marnes blanches à beiges, à taches d'altération noires, typiques de la formation. Au microscope, on voit des radiolaires, des foraminifères planctoniques et des spicules siliceux (Ech. # 2269 ; coord. 577,07-9771,29) ; un échantillon de la base, à radiolaires est très silicifié, et d'aspect tufacé (Ech. # 2270).

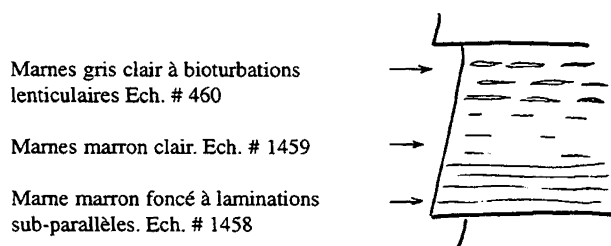


FIG. 21B. – Cycle sédimentaire dans la Fm Las Masas

3.4.2. Biostratigraphie

La difficulté de séparation de la microfaune par des méthodes simples fait que les efforts pour dater cette

formation sont pour l'instant demeurés sans résultats. D'après sa position stratigraphique son âge serait situé dans les zones P10-P12 (Lutétien).

Au microscope on a la pétrographie suivante :

- Ech. # 1460 : Matrice calcaréo-siliceuse à radiolaires et foraminifères de petite taille.
- Ech. # 1459 : Matrice calcaréo-siliceuse à rares foraminifères.
- Ech. # 1458 : Matrice calcaréo-siliceuse à foraminifères planctoniques de grande taille [jusqu'à 250 µm (20 %)] et radiolaires.

3.4.3. Paléomilieu

Il semble évident que la transition des faciès San Eduardo vers les faciès Las Masas est due à une hausse relative du niveau de la mer. En effet on observe la prédominance de la microfaune pélagique surtout des radiolaires d'où sa ressemblance par endroits avec la Fm Guayaquil et la confusion entre les deux surtout quand la Fm San Eduardo n'est pas présente.

3.5. Les calcaires Javita

Ils ont été étudiés au Rio Seco (coord. 9785-553) affluent du Rio Guangala qui est l'endroit d'accès le plus facile. On a reconnu ces faciès en blocs au Rio El Corozo à 10 km au SE de Rio Seco (coord. 560,2-9778,5) et 13 km plus au SE (coord 5718-9773,7). Ainsi cette formation est continue jusqu'à Iceras, davantage qu'il n'apparaît sur la carte géologique.

Le calcaire est composé par des débris calcaires similaires à ceux de la Fm San Eduardo, il s'y ajoute des galets arrondis de pélites siliceuses provenant de la Fm Guayaquil. Il repose sur des marnes et calcaires sans galets et est recouvert par des marnes. L'ensemble de ces faciès est épais de quelques dizaines de mètres. Une colonne détaillée, levée au Rio Seco par Jaillard *et al.* [1993], montre les unités J-1 à J-4 suivantes (fig. 22) :

J-1) Unité basale de 3,50 m d'épaisseur. On y observe à la base un microconglomérat basal de 30 cm à matrice de pélites gris verdâtre et galets de pélites siliceuses. On trouve ensuite 2 m de pélites marneuses grises en lits décimétriques, une siltite verte altérée (tuf ?) de 20 cm, et au sommet une séquence granocroissante de marnes (1 m). Au microscope les pélites ressemblent au faciès pélagique de San Eduardo, et présentent des foraminifères, des radiolaires, et des spicules (Ech. # 1389).

J-2) Ce niveau représente le Calcaire Javita *sensu stricto* épais de 6 m ; il s'agit de calcarénites à galets de silex et pélites siliceuses à formes irrégulières ou arrondies, de taille entre 3 et 10 cm. Ces calcarénites forment des séquences granodécroissantes. Les bancs les plus épais sont de 50 cm.

Muestras	LITOLOGIA	PALEO MILIEU	AGE	CORR. LATIO.	UNITE
	<p>ARENISCAS LÍTICAS GRUESAS, COLOR BRUNACEO, CON ESTRATIFICACIONES CRUZADAS, CANALES Y POTENTES INTERCALACIONES DE CONGLOMERADOS POLIGENICOS GRUESOS.</p> <p>30</p> <p>P0.226 P0.225</p> <p>FALTAN ≈ 20m</p> <p>10</p> <p>P0.227 P0.228</p> <p>5</p> <p>P0.229 P0.231</p> <p>0 m</p>	CONTIN. FLUVIAT.	MIOCENE	Fm. EL CONSUELO	
	ARENISCAS CALCAREAS DE GRANO MEDIO, GRIS OLIVO, CON BIOCLASTOS FINOS, FORAMINIFEROS BENTONICOS, FRAGMENTOS CARBONOSOS, BIOTURBACIONES, LAMINACIONES ARENOSAS CON ONDULITAS, INTERCALACIONES DE CALIZA MARGOZA GRIS FINA.	NERITIQUE	P12 - P15	Fm. SAN MATEO	J - 4
	MARGA DE COLOR CREMA, LAMINADA Y BIOTURBADAS.	HEMPELAGUE	P12B - P14	Fm. LAS MASAS	J - 3
	<p>CALCARENITAS CON CLASTOS PEQUEÑOS DE CHERT OSCURO. BANCOS 30 cm.</p> <p>CALCIRUDITAS CON CLASTOS ALINEADOS A VECES IMBRICADOS, MAYORMENTE DE CHERT. MATRIZ CALCITICA O SILICEA. NEOFORMACION DE CHERTS EN LOS LECHOS RICOS EN CLASTOS. BANCOS 50 cm.</p> <p>P0.227 P0.228</p> <p>5</p> <p>CONGLOMERADOS CON ONCOLITOS, ALGAS Y FORAMINIFEROS BENTONICOS, CLASTOS GRANDES DE CALIZA MICRITICA, Y DE CHERT OSCURO. INTERBANCOS LUTACEOS, LOCALMENTE CON CLASTOS. BANCOS < 60 cm.</p>	PRISME TURBIDITIQUE DE BAS NIVEAU	P11 - P12	CALIZA JAVITA	J - 2
	<p>ALTERNANCIA DE LUTITAS GRIS VERDOSAS CON BIOTURBACIONES Y MICROFAUNA, Y DE ARCILLAS VERDES. DISMINUCION DE LA FRACCION CALCAREA HACIA ARRIBA.</p> <p>P0.229 P0.231</p> <p>0 m</p> <p>CALIZA MARGOSA HEMPELAGICA CON MICROFAUNA Y CUARZO DETRITICO. MARGAS LIMOLITICAS VERDES.</p>	PELAGIQUE A HEMPELAGIQUE	P9 - P10	SOMMET de Fm. S.ED.	J - 1
	BRECHA GRUESA MONOGENICA, CLASTOS DE CHERT OSCURO (20cm.).	HIATUS			
	LUTITAS SILICEAS Y CHERTS OSCUROS LEVEMENTE PEGADOS.	PELAGIQUE	THANETIEN	GUAYAQUIL SUP.	

FIG. 22. - Coupe du calcaire Javita au Rio Seco affluent du Rio Huangala (Coord. 9785-553). Modifié de Jaillard *et al.* [1993].

J-3) Marnes blancas à beiges bien laminées à fines bioturbaciones lenticulares (50 cm) pasando más alto a des pélites blancas non calcaires (1,5 m). Sous les éboulis on a estimé que ces pélites continuent sur 20 m.

J-4) La série se termine par des grès gris, calcaires, à

macroforaminifères et fragments de charbon avec intercalations de marnes grises fines. Ces faciès correspondent déjà à ceux du Groupe Ancón. Au-dessus on rencontre en discordance angulaire les conglomérats de la « Fm Zapotal ».

3.5.1. Biostratigraphie

L'unité J-1 a été datée de l'Éocène moyen inférieur (P10-P11) par le foraminifère planctonique *Clavigerinella* aff. *akersi* [Ech. # CC-1389, CEPE, 1986].

Le Calcaire Javita (J-2) a été daté par Sigal [1969] de l'Éocène moyen supérieur (P11-P14) en se fondant sur l'absence de *Discocyclina* et la présence du foraminifère planctonique *Hastigerinella colombiana* et de benthiques : *Asterocyclina asterisca*, *Cibicides perlucidus*, *C.* aff. *mexicanus*, *Ferayina peruviana*, *Helicostegina polygiris*, *Lepidocyclina atascaradensis*, *L.* cf. *douvillei*, *L. peruviana*, *L. vichayalensis*, *Nodosaria* sp., *Operculinella nummulitiformis*, *Operculinoides floridensis*, *Spiroplectamina eocenica*.

L'unité J-3 a été datée P12B-P14 (Ech. # PO-230) par M. Ordoñez avec les foraminifères benthiques *Bolivina jacksonensis*, *B. maculata*, *Bulimina lineata*, *B. jacksonensis*, *Stilostomella curvatura*, et *Uvigerina* sp., les foraminifères planctoniques *Acarinina spinuloinflata*, *Chiloguembelina* sp., *Globigerina* aff. *eocena*, *G. hagni*, *G. linaperta*, *G. yeguaensis*, *Globorotalia boliviana* et *G. increbescens*, et les radiolaires *Cenosphaera* sp., *Colocyclus* sp., *Lithochytris vespertilio*, *Lithocyclia ocellus*, *Podocyrthis ampla*, *P. fasciolata* et *P. papalis*.

L'unité J-4 a été datée P12B-P15 (Ech. # PO-225) par M. Ordoñez avec les foraminifères planctoniques *Clavigerinilla eocenica* et *Globigerina* cf. *mediazai*, les benthiques *Bolivina* sp., *B. alazanensis*, *Buliminella peruviana*, *Cassidulina subglobosa*, *Cibicides perlucidus*, *C. grimsdalei*, *Nodosaria longiscata*, *N. pyrula*, *Siphodonosaria* sp. et *Stilostomella curvatura spinea* et les radiolaires *Cenodiscus* sp., *Cenosphaera* sp., *Dictyomitra* sp., et *Stylosphaera* sp.

3.5.2. Corrélations

Si l'on corrèle les colonnes de Javita à Rio Seco et de San Eduardo à Cerro Blanco (fig. 23), l'unité J-1 pélagique apparaît en équivalent stratigraphique de la partie supérieure de la Fm San Eduardo (SE-1), le Calcaire Javita s. s. est un biseau clastique sus-jacent à San Eduardo ou son équivalent latéral qui disparaît entre Icera et Rio Bachillero ; il représente un niveau érosif de courte durée corrélable avec l'événement transgressif de la CCC d'âge P10-P11. La Fm Las Masas sus-jacente, pélagique à hémipélagique serait donc corrélable avec la Fm Cerro de la CCO.

3.5.3. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

On interprète le bassin de dépôt des unités J-1 à J-3 comme un bas de pente contre lequel se biseautent des séries condensées pélagiques à hémipélagiques ; les éléments terrigènes comme les galets de silice proviennent d'un haut-relief situé vers l'Ouest ou le Nord.

3.6. Le groupe Ancón indifférencié (= Fm San Mateo)

3.6.1. Zone de Chongón-San Vicente

Des pélites et des grès de l'Éocène moyen à supérieur affleurent au Sud de la CCC au-dessus de la Fm Las Masas en contact souvent coupé par la faille Colonche et avec les mêmes tendances structurales que celle-ci (N 110). Le sommet est en contact tectonique avec des roches plus anciennes du Crétacé-Paléocène. L'épaisseur estimée par Small [1962] est de 1500 m quoique peut être exagérée à cause des failles.

Ces roches ont été corrélées avec le Groupe Ancón de la Peninsula Santa Elena [Small, 1962]. Cependant d'après mes études il semblerait plus convenable de les corréliser avec les roches plus jeunes de la Fm San Mateo de la CCO.

Lithostratigraphie

Au Rio Chongón on a rencontré à la base des siltites et des argilites vertes, tendres, à fines intercalations centimétriques à décimétriques de grès tufacés ; au-dessus on constate une augmentation des grès tufacés, des tufs, et occasionnellement des slumps jusqu'à une alternance rythmique de grès bien stratifiés turbiditiques centi- à décimétriques et de pélites qui s'altèrent en couleur marron-jaune contenant du gypse dans les fractures ; au sommet apparaissent des faciès argileux tufacés fins qui n'ont pas été étudiés en détail car ils affleurent très mal ; cependant on a pu les observer en contact tectonique avec les roches crétacé-paléocène (coord. 597,9-9756,15).

Au Rio Matias on a mesuré une séquence plissée et faillée et, quoique les affleurements ne soient pas continus, on a reconstitué un profil de stratigraphie synthétique de 1600 m d'épaisseur à partir de la base ; on rencontre :

- argilites, grès et tufs (450 m) ;
- grès conglomératiques et conglomérats, parfois à gradation inverse, à galets d'argile, de grès et de chert (100 m) ;
- alternance rythmique de grès quartzeux turbiditiques fins centi- à décimétriques et d'argilites grises (600 m) ;
- argilites gris verdâtre, de couleur d'altération marron-chocolat et gypse dans les fractures et grès fins (400 m) ;
- grès à grain moyen à grossier en bancs métriques et argilites gris verdâtre (50 m).

Les grès turbiditiques et conglomérats du Rio Matias ont été cartographiés comme Groupe Azúcar, cependant d'après nos études ils sont plutôt corrélables avec la Fm San Mateo. On retrouve des faciès analogues au Rio de la Piedra (5 km à l'Ouest) caractérisés par des grès turbiditiques à quartz, feldspaths et débris de roches tufacées.

Dans une étude inédite de A. Euribe [CEPE-BELCO, 1988] la stratigraphie du forage pétrolier

Carrizal-1 (coord 674-615) a été reconstituée (les âges sont précisés ci-dessous) :

- 0-58 m (0-190') : grès en surface
- 59-457 m (194-1500') : siltites grises à gris verdâtre, tendres, fissiles, calcaires, riches en microfaune.
- 457-518 m (1500-1700') : grès
- 518-676 m (1700-2217') : siltites et grès
- 688-1516 m (2574-4971') : siltites grises et grès gris fins à moyens à débris rocheux
- 1572-1994 m (5157-6540') : siltites tufacées gris foncé et pélites siliceuses de plusieurs couleurs.

Biostratigraphie

La seule datation nouvelle d'affleurement est rapportée par UNOCAL [1987, Ech. # MG-87 ; coord. 566-039] au sommet de la formation près de Chongón qui la date de l'Éocène moyen (zones CP12-CP14A) avec les nannofossiles *Helicosphaera seminulum*, *H. lophota*, *Sphenolitus radians*, *Cyclicargolithus formosus*, *Discoaster cf. gemmifer*, *D. wemmelensis*, *D. mohleri*, *D. barbadiensis*, *Chiasmolitus solitus* et *C. titus*. Au Rio de la Piedra les échantillons ont présenté quelques microfaunes de foraminifères agglutinés. L'étude biostratigraphique d'Euribe [1988], permet de proposer les corrélations suivantes pour le forage Carrizal-1.

FORAGE CARRIZAL - 1

- Fm El Consuelo	Intervalle 0-58 m, non daté.
- Fm San Mateo supérieure	Intervalle 59-457m : Siltites de l'Éocène supérieur datées avec foraminifères, nannofossiles et pollen, les radiolaires sont fréquents à la base ; à 254 m on a déterminé la zone P-16 avec <i>Globigerina hagni</i> , <i>G. eocaena</i> , <i>Chilloquembelina martini</i> , <i>G. ampliapertura</i> et <i>Globorotalia increbescens</i> .
- Fm San Mateo inférieur	Intervalle 457-1550 m : Grès siltites datés de l'Éocène moyen à supérieur avec foraminifères, nannoplancton et pollen.
- Fm Las Masas = Cerro	Intervalle 1550-1994 m : Pélites siliceuses et siltites tufacées de l'Éocène moyen ?

Paléomilieu de dépôt

Le paléomilieu de dépôt est marin néritique pour la Fm San Mateo. Les séries turbiditiques doivent correspondre à un changement de la source détritique par rapport aux pélites sous-jacentes plus pélagiques, comme cela se produit aussi dans la CCO.

3.6.2. L'aire Colonche - Manglaralto

Dans cette zone affleurent principalement des roches pélitiques cartographiées comme Groupe Ancon et au-dessus en discordance des roches de la « Fm Zapotal » qu'on a redéfinie comme Fm El Consuelo.

Une colonne stratigraphique simplifiée a été relevée dans le Rio Huangala à partir du contact transitionnel avec Las Masas au Rio Seco jusqu'au village de Colonche :

- A la base existent des siltites grises localement calcaires, avec quelques intercalations de grès décimétriques (= J-4 coupe de Rio Seco) ; les grès augmentent vers le haut et contiennent des débris de mollusques et de charbon.

- Au-dessus apparaissent des conglomérats fins (à débris de Fm Cayo et Guayaquil), et des grès granoclassés centimétriques coformant des séquences granodécroissantes métriques.

- Ils sont surmontés par des grès métriques,

- puis par une alternance de siltites verdâtres et de grès fins argileux à taches rouge-jaune dues à l'altération du gypse (à Salanguillo).

- Ils sont recouverts par une alternance rythmique d'argilites silteuses tufacées à patine rougeâtre-jaunâtre (à Javita de San Marcos).

- La série est couronnée par des argilites gris foncé à couleur d'altération marron-chocolat et patine rouge-jaunâtre, et quelques grès gris, à grain fin, lenticulaires, tufacés (à Colonche).

L'épaisseur totale de la formation n'a pas été mesurée à cause du manque de continuité des affleurements et des complications tectoniques. Néanmoins le forage Febres Cordero (Coord. 9784,5-541,6) l'a traversée en donnant une épaisseur de 1950 m ; on y distingue (Carte Manglaralto 1/100 000) un Membre inférieur l'Arenisca Dos Mangas de 750 m et un Membre supérieur la Fm Seca ? de 1200 m. Cette succession est comparable à celle qu'on a repérée à Rio Huangala et à celle du forage Carrizal-1.

Âge et corrélations

Cushman et Stainforth [1951] ont déterminé l'Éocène supérieur avec des foraminifères benthiques, aux forages Jusa-1 (460-723), Las Cañas-1 (coord. 618-672) et Carrizal-1 et ils ont corréler le Membre supérieur pélitique avec la Fm Seca définie à Ancón. Cet âge est confirmé par l'étude plus récente d'Euribe [1988], mais par contre l'âge de la Fm Seca *sensu stricto* étant Éocène moyen supérieur ces deux formations ne sont pas stratigraphiquement équivalentes. D'autre part, on confirme dans notre étude que la partie supérieure de la Fm San Mateo appartient bien à l'Éocène supérieur. En conclusion on peut corréler les faciès fins de toutes les colonnes qu'on vient de voir dans les aires Chongón-San Vicente et Colonche-Manglaralto avec le Membre supérieur de la Fm San Mateo, tandis que les faciès grossiers de la base sont définis comme les Membres inférieur et moyen de la Fm San Mateo.

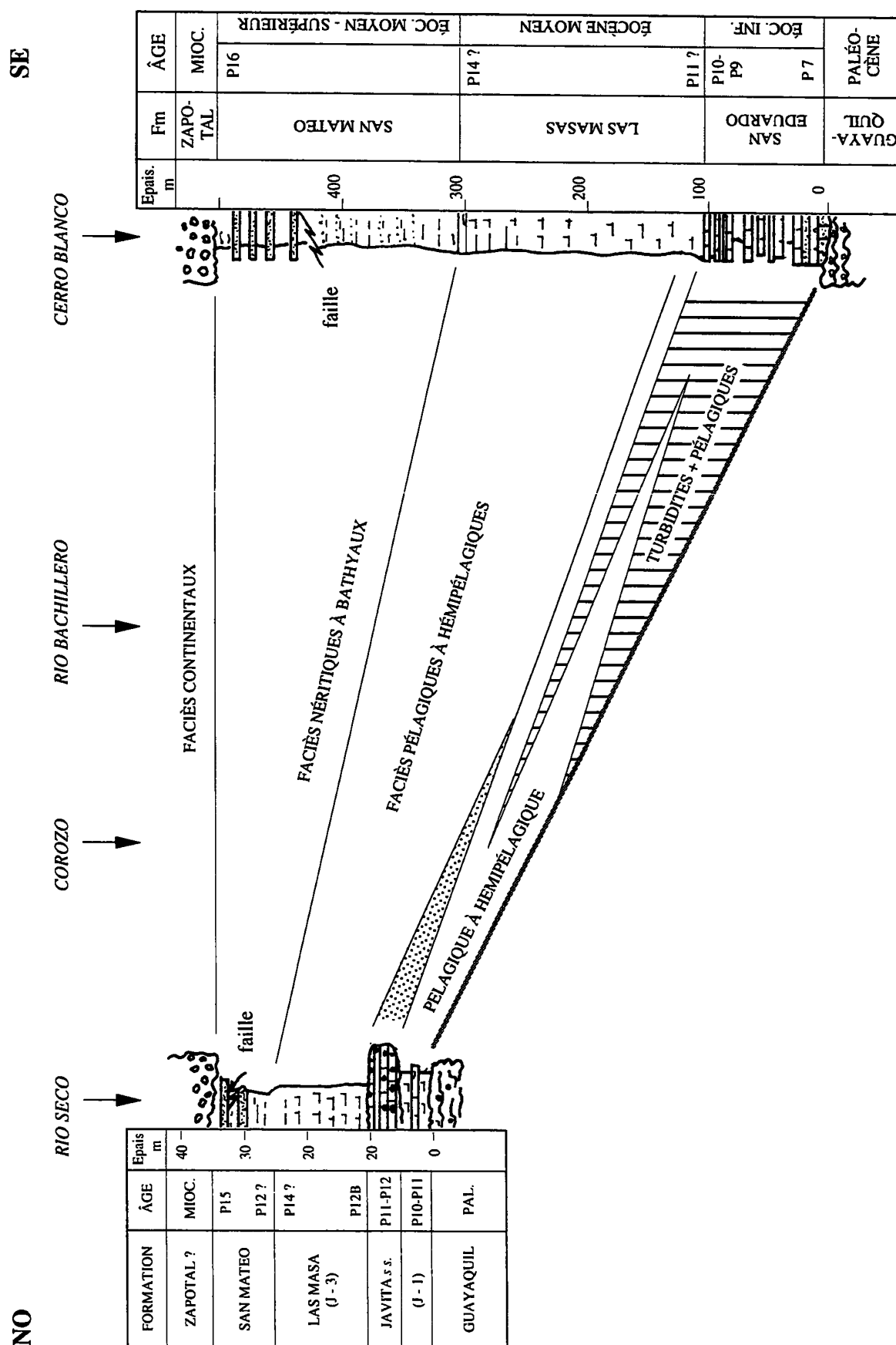


FIG. 23. - Corrélation des faciès éocènes dans la Cordillère Chongon-Colonche.

III-B - LA CORDILLÈRE COTIÈRE

Dans la CCO il n'existe pas d'affleurements montrant en continuité le socle et sa couverture crétacée ou tertiaire ; ceci s'explique par le fait que cette zone a été tectoniquement très active. La CCO est en effet beaucoup plus déformée que la CCC ; l'enregistrement sédimentaire y est discontinu à cause des failles qui délimitent des soulèvements du socle et des discordances en particulier au Paléocène-Éocène inférieur.

1. - LES FORMATIONS PINON, CAYO ET SAN LORENZO

Le socle Piñón affleure depuis La Rinconada jusqu'à Membrillal sur des blocs isolés soulevés tectoniquement. La couverture volcanoclastique crétacé supérieur (Fm Cayo et San Lorenzo) est très faillée et érodée ; elle présente de très bons affleurements dans les falaises côtières de Machalilla et Puerto Cayo. Vers le Nord dans le secteur de Manta-Portoviejo, la Fm Cayo disparaît complètement ; elle est remplacée par la Fm San Lorenzo volcanique à caractéristiques d'arc insulaire. Dans le secteur de Jama ont été cartographiés d'amples affleurements des formations Piñón et Cayo [DGGM, 1976], ceci avant que la Fm San Lorenzo ait été définie et l'étude n'en a pas été reprise. La même observation vaut pour la zone d'Esmeraldas.

L'étude la plus détaillée de cette couverture est celle de Romero [1990] sur les falaises de Machalilla. Il y a déterminé dans la Fm Cayo le Campanien supérieur avec les radiolaires *Amphypindax pseudoconulus*, *A. tylotus*, *Archeodyctiomitra lamellicostata*, *Pseudalophacus florensis*, *P. paregueraensis*, *Siphocampe daseia*, *Solenotryma dacroydes*, *Stylospongia verteroensis* et *Theocapsoma cf. comis*. La formation présente des caractéristiques sédimentologiques similaires à celles qu'on a vues à Rio Bachillero ; il s'agit de roches générées par des flux turbiditiques de haute et basse densité et des pélites moins fréquentes, tous à fort contenu en débris d'origine volcanoclastique. Les directions mesurées de paléocourants (N 270) sont en accord avec les autres données de la CCC.

La Fm San Lorenzo représente une couverture volcanique d'âge santonien à maastrichtien ; elle a été mise en évidence à la suite de datations radiométriques et d'études géochimiques (cf. paragraphe CCC). Dans la CCO on n'a pas retrouvé de faciès fins correspondant à la Fm Guayaquil. Leur disparition brusque à l'Ouest de la CCC peut s'expliquer par un changement vers des faciès plus volcaniques (San Lorenzo) et aussi par non dépôt.

2. - LES FORMATIONS CERRO, PUNTA BLANCA, SAN MATEO

Dans la CCO celles-ci sont constituées par des roches d'âge éocène qui affleurent en discordance angulaire sur le socle Piñón ou sur la couverture crétacé supérieur. Très généralement, on assume que les faciès plus calcaires observés à la base des formations Cerro ou Punta Blanca sont corrélables avec la Fm San Eduardo [cartes géologiques 1/100 000 ; Santos, 1986] cependant les différences d'âges et de faciès montrent que ce n'est pas le cas.

2.1. Formation Cerro

Elle a été définie par des géologues de l'IEPC [1947, in Bristow et Hoffstetter, 1977] à Cerro de Hojas, à 13 km à l'Ouest de Portoviejo. Dans la localité type elle repose sur une série volcanoclastique épaisse de près de 100 m et constituée de tufs et grès tufacés laminés fins à agglomérats de couleur gris clair à gris verdâtre ; elle a été cartographiée comme partie de la Fm Piñón (voir Carte Montecristi 1/100 000). D'après moi, ces niveaux volcanoclastiques ne représentent pas des équivalents de la Fm Cayo qui a un caractère plus basique, il s'agirait d'un événement volcanique postérieur situé entre le Maastrichtien et l'Éocène inférieur qui correspondrait à la Fm San Lorenzo ou à la Fm Macuchi.

Au Cerro de Hoja, la Fm Cerro *sensu stricto* est formée à la base par des grès et microbrèches à ciment calcaire (20 m), puis par des pélites grises siliceuses tufacées, bien litées, à couleurs d'altération verdâtre à rougeâtre et enfin des marnes beiges. La seule datation dont on dispose dans la localité type est celle de Hofker [1956, in Bristow et Hoffstetter, 1977] qui a déterminé l'Éocène avec quelques foraminifères.

A Membrillal et à La Pila on a trouvé un conglomérat basal fin et des marnes avec des intercalations de grès tufacés fins. A La Pila, des blocs d'un calcaire siliceux très fin ont présenté des foraminifères maastrichtiens possiblement remaniés : *Globigerinelloides* sp., *Heterohelicidae*, *Neoflabellina* sp., et *Praebulimina* cf. *kickapooensis* [Schulman *et al.* in Bristow et Hoffstetter, 1977].

On a également reconnu ce faciès marneux avec quelques intercalations tufacées dans les falaises marines de Machalilla et Puerto Cayo, où il repose en discordance angulaire sur la Fm Cayo. A Machalilla, Romero [1990] a déterminé la zone à *Podocyrtis ampla* avec les radiolaires *Podocyrtis ampla*, *P. diamesa*, *P. trachodes*, *P. cf. dorus*, *Eusiringium fistuligerum* et

Lithapium plegmachanta. Cette zone est équivalente à la zone de foraminifères P11B-P12A de la partie moyenne de l'Éocène moyen.

Au Sud d'Ayampe dans les falaises côtières, affleurent des grès tufacés gris clair et des pélites formant des paléochenaux, le tout en discordance angulaire sur des laves de Piñón ; un âge éocène moyen a été obtenu par A. Euribe (rapport inédit de CEPE).

Comme on le verra ci-dessous, la Fm Cerro est un équivalent stratigraphique des parties inférieures de la Fm San Mateo et Fm Punta Blanca au moins dans leurs définitions originelles.

2.2. Formation Punta Blanca

Elle a été définie par Sigal [1968] à Punta Blanca, à 11 km au NE de Jama, et il l'a considérée comme un équivalent stratigraphique de la Fm San Eduardo.

2.2.1. Lithostratigraphie

A Punta Blanca elle présente à la base près de 60 m de grès calcaires à stratifications entrecroisées [Santos, 1986] et au-dessus des pélites siliceuses calcaires, des tufs fins et des marnes riches en microfaune de radiolaires et foraminifères ; le sommet de la formation s'observe à l'extrême Sud de la plage de Pedernales recouvert par des paléochenaux de la base de San Mateo [Marksteiner et Aleman, AMOCO-PE, 1991]. Les levés de détail de Sigal rapportent une épaisseur de 1000 m pour la Fm Punta Blanca, en y incluant toutefois la Fm San Mateo qui n'a pas été cartographiée à part.

2.2.2. Biostratigraphie

Dans les grès de base à Punta Blanca on rencontre des Discocyclines [Santos, 1986], remaniées d'après Sigal [1968]. Celui-ci a daté une séquence inférieure de l'Éocène moyen-inférieur (zones P10-P12) à Estero Tabuga, 5 km à l'Ouest de Punta Brava et une séquence supérieure de l'Éocène moyen-supérieur (P12-P14) à l'Estero Tafui plus au NE. Cette dernière correspondrait déjà à la Fm San Mateo qui n'a pas été différenciée par Sigal. Une liste complète de la microfaune se trouve dans Bristow et Hoffstetter [1977].

D'après Sigal les radiolaires sont plus abondants que les foraminifères mais il ne les a pas datés. Quelques déterminations de radiolaires ont permis à Gamber [1990] de confirmer un âge éocène inférieur-éocène moyen.

2.2.3. Corrélation

Une séquence similaire de grès (25 m) et surmontée de pélites grises à radiolaires (100 m) affleure à Punta Jome à l'Ouest de San Mateo et a été considérée comme la partie basale de San Mateo par Olsson [1942] et Contreras [1990]. D'après son âge et la lithologie très

semblable, cette partie basale est équivalente à celle de la Fm Cerro s. s. et de la Fm Punta Blanca inférieure (voir Fm San Mateo). En plus, si on compare les faciès fins silico-calcaires des formations Cerro et Punta Blanca inférieure dans leur définition élargie, c'est à dire en excluant les tufs sous-jacents et les grès et argiles de la Fm San Mateo, ces deux formations sont bien des équivalents stratigraphiques.

2.3. Formation San Mateo

Elle a été définie par Olsson [1942] à San Mateo. Elle y est constituée par des roches silico-clastiques qui affleurent dans les régions de San Mateo-Cabo San Lorenzo, Puerto López-Salango, Julcuy-Jipijapa et Pedernales. Elle est en contact apparemment concordant avec la Fm Cerro sous-jacente avec laquelle elle a été cartographiée sans distinction à San Mateo sous le nom de Fm San Mateo par Olsson [1942], Sigal [1968], Contreras [1990] et à Punta Blanca-Pedernales par Sigal [1968] sous le nom de Fm Punta Blanca.

2.3.1. Zone Manta-San Mateo-San Lorenzo

C'est la plus étudiée non seulement parce qu'on y trouve la localité type de San Mateo mais aussi parce qu'elle a fait l'objet de plusieurs études à caractère pétrolier dont 4 forages : les forages Manta 1 et 2 de l'IEPC [1920-23] et les forages Manta 3 et 4 de la Manabí Exploration Co. [1957]. La corrélation de ces forages (fig. 24) nous permet d'établir les relations stratigraphiques suivantes :

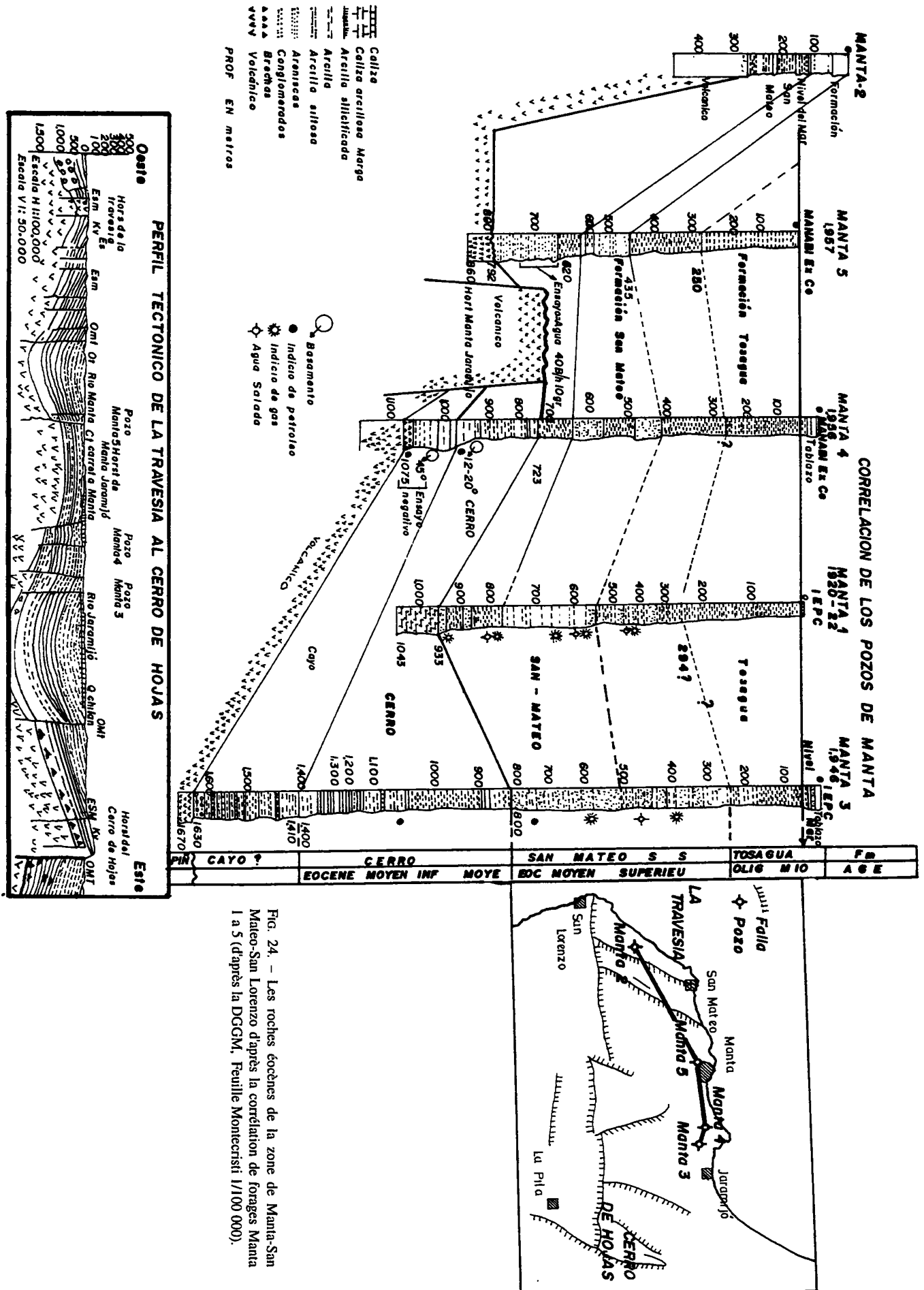
- A la base la Fm Cayo (?) constituée par des brèches et des pélites calcaires et siliceuses (150 à 300 m) se biseaute contre le horst de Jaramijo.

- La Fm Cerro est bien développée avec des épaisseurs comprises entre 550 m (Manta 3) et 200 m (Manta 4) et se biseaute aussi contre les horsts vers le Sud et le SO. Elle présente à la base des grès, puis des pélites siliceuses et des marnes ; elle a été datée de l'Éocène moyen inférieur à moyen (Lutétien) par Mills [1967] avec le foraminifère *Hastigerinella colombiana* (P10-P12) déterminé à 1220 m dans le forage Manta 3.

- La Fm San Mateo a été bien différenciée de la Fm Cerro par sa lithologie caractéristique de siltites, grès et conglomérats ; elle présente des épaisseurs comprises entre 600 m (Manta 1) et 200 m (Manta 2). Elle repose en concordance apparente sur la Fm Cerro (Manta 1, 3, 4) ou sur la Fm San Lorenzo comme dans le forage Manta 5. Dans celui-ci on distingue : une unité basale grésio-conglomératique puis pélitique au sommet, une unité moyenne grésio-argileuse et une unité supérieure argilo-silteuse.

La localité type

A San Mateo, Contreras [1990] a mesuré une colonne stratigraphique de 720 m (fig. 62-a). Cette valeur est supérieure à celle des forages parce que les faciès de la



Fm Cerro y ont été inclus (définition originale). On observe les unités lithostratigraphiques suivantes :

A) La base qui est corrélable avec la Fm Cerro, affleurant à Punta Jome (coord. 98946-5192), est constituée par :

a) Des grès laminés (25 m) en séquences granodécroissantes avec quelques figures de debris flow, présentant une faune remaniée de mollusques [Olsson, 1942], et des *Lepidocyclines* d'après Sheppard, [1937, qui les a appelés Punta Tinsa Sandstone] ; les mêmes Punta Tinsa Orbitoid Grits de Stainforth [1948] ont été assignés à l'Éocène moyen supérieur [in Bristow et Hoffstetter, 1977].

b) Des pélites grises siliceuses à radiolaires datées de la partie moyenne de l'Éocène moyen (zone à *Podocyrtis ampla*, zone P11B-P12A) avec les radiolaires *Podocyrtis diamesa* et *Eusyringium lagena* et le foraminifère *Acarinina broedermani* [Contreras, 1990].

B) Des grès (130 m) d'aspect massif, métriques, en séquences granocroissantes, à siltites intercalées. Cette unité serait la base de la Fm San Mateo *sensu stricto* (Grès Basal de la Fm San Mateo) ; au-dessus on rencontre près de 200 m de pélites et de grès turbiditiques Td-e en bancs centi- à décimétriques, datés de l'Éocène moyen supérieur par Contreras [1990] avec le radiolaire *Lithocyclia ocellus* qui correspond à la zone à *Podocyrtis chalara* (= P14A). A mon sens, cet ensemble représente le Membre inférieur de la Fm San Mateo.

C) Viennent ensuite près de 220 m de grès en bancs décimétriques à stratifications entrecroisées type feston, lenticulaires, intercalés avec des pélites et marnes à radiolaires du Bartonien supérieur (zone *P. goethana* = P14B) voire à tendance à l'Éocène supérieur [Contreras, 1990]. Ceux-ci se trouvent en continuation du village de San Mateo, à l'Ouest. Cette unité constitue le Membre moyen de la Fm San Mateo.

D) A l'Est du village de San Mateo et de l'embouchure du torrent temporaire San Mateo, on rencontre des argilites à couleur d'altération marron et patine jaune, qui n'ont pas fait l'objet de révisions récentes. Elles sont cartographiées comme Fm San Mateo et doivent correspondre aux pélites de l'Éocène supérieur comme celles qu'on a trouvés à Salango et que j'appelle Membre supérieur de la Fm San Mateo. Plus à l'Est vers la ville de Manta on trouve des pélites oligocènes et miocènes qui ressemblent beaucoup aux pélites du Membre supérieur, raison pour laquelle leurs contacts sont souvent mal déterminés en l'absence d'une bonne étude micropaléontologique.

Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

Dans la partie basale corrélable avec la Fm Cerro (unité A), les « grès de base » ont été interprétés comme provenant de flux turbiditiques de haute densité par Contreras [1990] et comme dépôts de plage par Jaillard [1993]. Selon moi, la présence de macroforaminifères et

d'autres faunes remaniées dans les grès et le dépôt successif de pélites à radiolaires témoignent d'un paléomilieu marin, pendant le Lutétien moyen à supérieur (zones P11-P12).

Dans l'unité B, les « grès de base » de la Fm San Mateo *s. s.* correspondraient à des séquences de type deltaïque d'après le caractère des séquences stratocroissantes. Ils enregistrent donc un changement drastique de la sédimentation, soit dû à un soulèvement du bassin, soit à une descente importante du niveau de la mer à l'Éocène moyen supérieur. Les turbidites sus-jacentes seraient des dépôts de plate-forme qui traduiraient à nouveau une remontée eustatique avec l'installation définitive d'une source de sédiments très proche du continent. Quelques mesures de paléocourants ont donné un sens vers le NE et on peut penser à une source située dans la CCO elle-même ou dans la CCC.

Le Membre moyen représente une période de bas niveau et/ou une augmentation des apports terrigènes ; l'intercalation de faciès gréseux avec des pélites à radiolaires pourrait représenter un dépôt de type fan-delta dans une plate-forme continentale. Les paléocourants sont dirigés vers le NO indiquant que la source se situe dans la CCO.

2.3.2. Zone de Puerto López-Salango

En quittant le port de Puerto López vers le Sud et sur la première montée de la route, ainsi que dans les falaises de Punta Mirador (fig. 25), on trouve des conglomérats et des grès à stratifications entrecroisées en contact érosif sur des intercalations de siltites sableuses et de grès turbiditiques centimétriques bien stratifiés. Ces deux unités ont été bien datées par Navarrete [1986] grâce à des radiolaires ; elles correspondent tant par l'âge que par la lithologie respectivement aux membres moyen et inférieur que nous avons définis à San Mateo. On n'a pas observé ici les Grès de Base mais ils existent à la Cienaga au Nord de Puerto López où ils sont cartographiés avec la Fm Cayo. Au-dessus des conglomérats, apparaît une séquence d'argilites et siltites marron-chocolat de l'Éocène supérieur, correspondant au Membre supérieur.

– Le Membre inférieur est constitué par des pélites et des turbidites fines affleurant à la sortie Sud de Puerto López (cartographiés dans la Fm Cayo, Carte Jipijapa 1/100 000). Ils sont datés du Bartonien inférieur (zone à *Podocyrtis chalara* = P14A) par Navarrete avec les radiolaires *Sethochyrtis triconiscus*, *Eusyringium fistoligerum* et *Lithocyclia ocellus*.

– Le Membre moyen consiste en séquences décamétriques, granodécroissantes, qui présentent à la base des conglomérats en chenaux associés à de fréquentes stratifications entrecroisées de type feston ; viennent au-dessus des grès lenticulaires et au sommet des pélites vertes à faune de radiolaires et foraminifères.

Les détails sédimentologiques observés dans les falaises marines entre Salango et Punta Mirador (fig. 26)

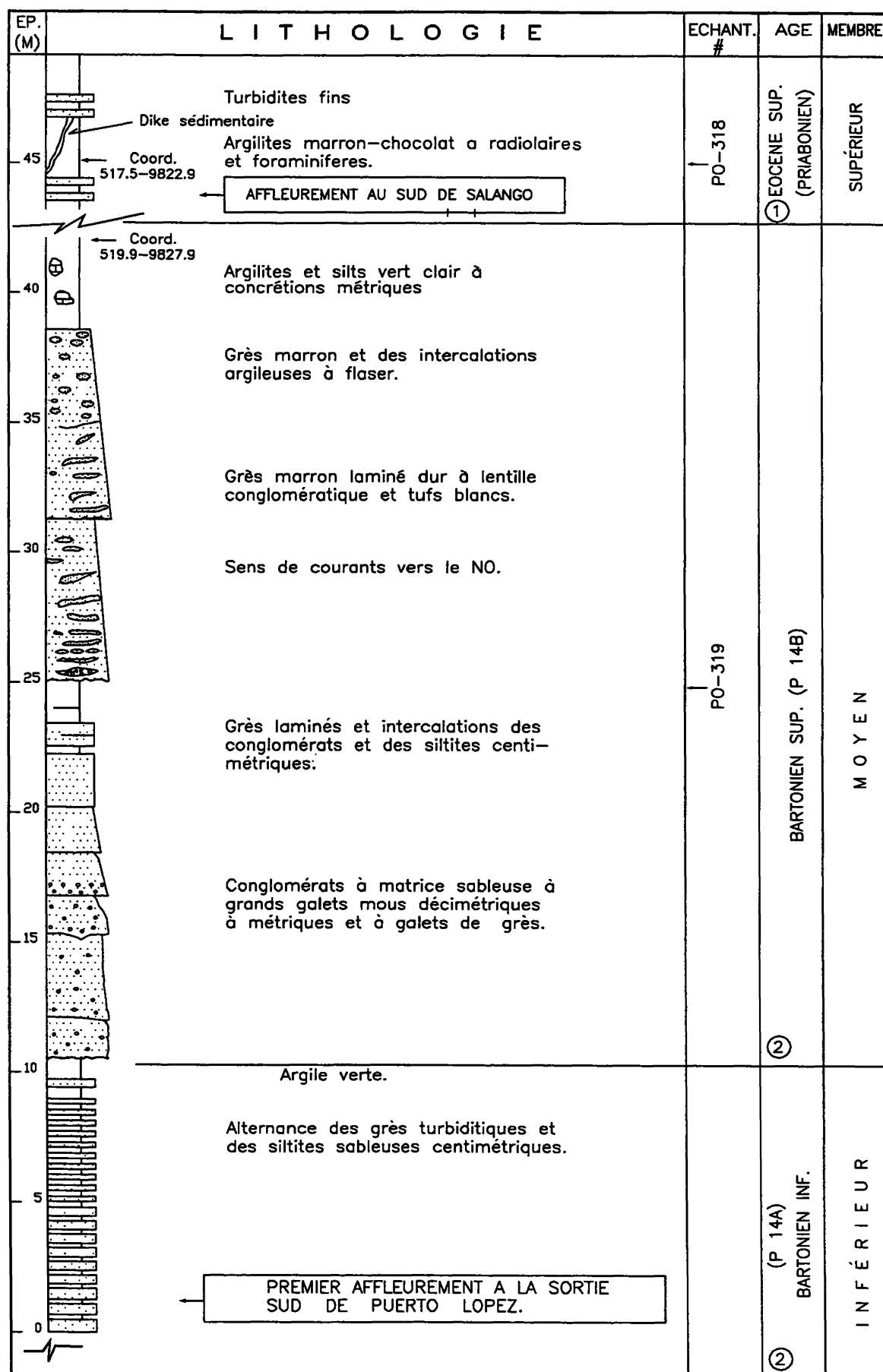
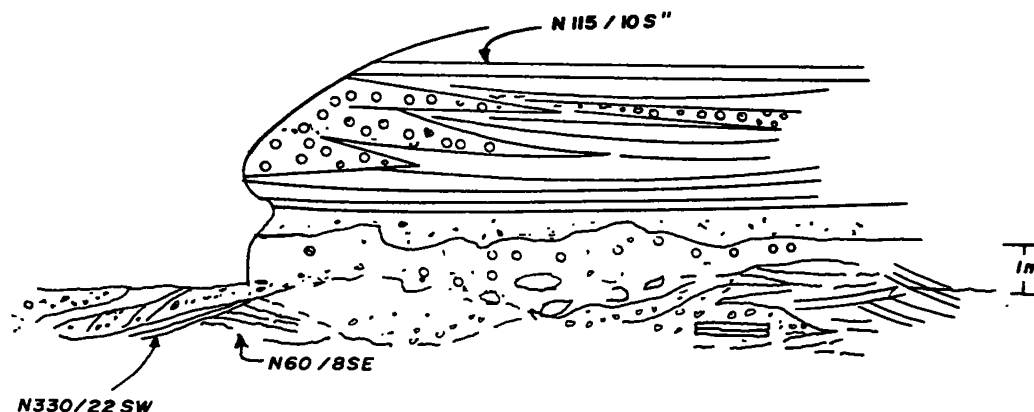
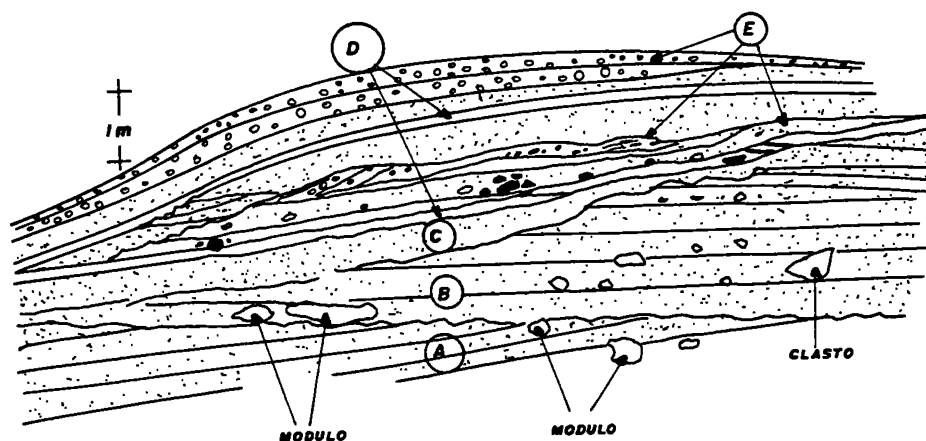


FIG. 25. - Fm San Mateo à Puerto Lopez.

1 : âge d'après M. Ordonez (commun. pers.) ; 2 : âge d'après Navarette (1986).



a) Dans la partie inférieure, faciès de chenaux et barres à stratifications entrecroisées et au sommet, une barre interstratifiée avec des sédiments laminés néritiques.



b) Sigmoides tidales (au-dessus C à D) et barres à mégastratifications entrecroisées (au-dessous A et B). A et B : grès à galets, nodules et bioturbations à stratifications entrecroisées d'angle faible. C : faciès sableux transgressif. D : dépôts estuariens de faible énergie à fins fragments de charbon. E : Sigmoides tidales. Sens de courant N 345°.

FIG. 26. – Faciès deltaïques de la Fm San Mateo, Membre Moyen dans les falaises entre Salango et Puerto Lopez.

a) Punta Mala coord. 517,8-9826,8. b) coord. 517,8-9826,6.

montrent que les conglomérats sont des debris flows et que les grès lenticulaires ressemblent aux sigmoides typiques du régime tidal ; plusieurs mesures de paléocourants ont donné un sens vers le NO. En résumé, les séquences indiquent des arrivées brutales de sédiments d'origine continentale en milieu de plate-forme. L'âge de l'ensemble est bartonien supérieur (P14B) d'après Navarrete [1986] avec les radiolaires *Lithocyclus aristotelis*, *L. ocellus* et *Theocampe mongolfieri*.

– Le Membre supérieur est formé par des argilites de couleur grise à marron rougeâtre comportant quelques

intercalations de grès turbiditiques fins, centimétriques à décimétriques. Ces grès peuvent présenter une microstratification entrecroisée en mamelon (HCS), interprétée comme caractéristique de tempestites par Jaillard *et al.* [1993]. On trouve aussi des dykes sédimentaires N 70° E, 75° N. Le membre a été daté de l'Éocène supérieur par Martha Ordoñez (Ech. # PO-318 ; coord. 517,5-9822,9) avec les radiolaires *Calocyclus turris*, *Theocyrtis aff. tuberosa*, *Dictyoprora armadillo*, *D. mongolfieri*, *Halioma minuta*, *Lithocyclus aristotelis*, *Lichnocanoma sp.*, *Phacodiscus sp.*, et *Spongurus bilobatus*.

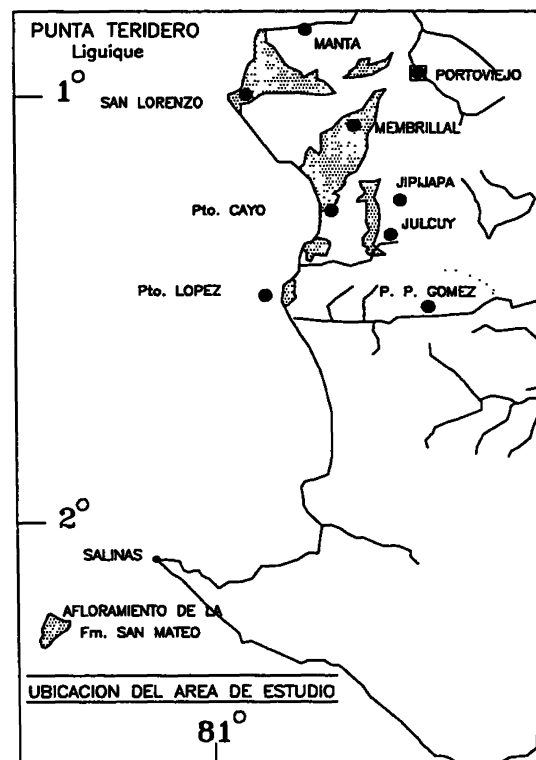
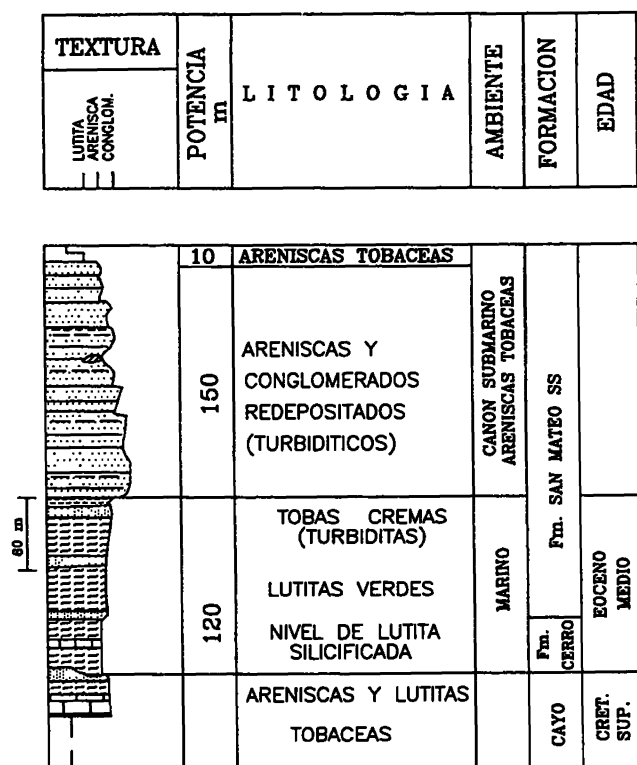


FIG. 27. – L'Éocène dans la région de Juncuy [modifié d'après Eguez, 1985].

2.3.3. Zone de Juncuy

Cette zone a été étudiée par Eguez [1985]. La séquence (fig. 27), comparable à celle du Sud de Puerto López, est déposée en discordance angulaire sur la Fm Cayo.

– A la base, 30 m de pélites vertes siliceuses, parfois très silicifiées, ont été corrélées avec les pélites de la Fm Cerro.

– Au-dessus, 90 m de pélites intercalées avec des turbidites décimétriques sont corrélées avec le Membre inférieur de la Fm San Mateo.

– Au-dessus encore on rencontre une épaisse séquence conglomératique à base érosive interprétée par Eguez [1985] comme due à des flux turbiditiques de haute densité qui remplissent des chenaux sous-marins. Ils correspondraient à un faciès plus proximal du Membre moyen. Les conglomérats sont lenticulaires, mal classés, à galets de roches volcanoclastiques type Cayo, de grès fins calcaires, de chert déformés et d'andésites ; la taille des galets peut atteindre le mètre ; ces galets sont orientés et imbriqués donnant un sens de courant vers le N et le NE. Eguez rapporte un sens de courant N 330. Le paléomilieu de dépôt de ces conglomérats est marin ; il s'agit de debris flows avec intercalations de pélites siliceuses à microfaune marine de radiolaires, foraminifères agglutinés et débris d'échinodermes. D'après les paléocourants l'origine de ces flux se trouve dans l'ancienne CCC.

D'après Jaillard *et al.* [1993] ces séries pourraient correspondre à des cônes alluviaux, cependant l'existence d'intercalations de pélites à microfaune marine rend peu plausible cette interprétation.

2.3.4. Zone de Pedernales

Au Nord de la CCO, depuis le Cerro Pata de Pajaro jusqu'à Pedernales, affleurent des roches éocènes qui ont été étudiées par Garcia [1990] et Ordoñez *et al.* [1990]. On y trouve les séquences suivantes (fig. 28) :

– A la base, des séries volcanoclastiques, non étudiées en détail, (près de 200 m) correspondent à celles qui ont été rapportées à Cerro de Hojas et à Punta Blanca, et qui doivent être classées soit dans la Fm Cayo, soit dans une autre formation plus récente comme on a déjà indiqué à propos de la Fm Cerro.

– Au-dessus, la Fm Punta Blanca inférieure (= Fm Cerro s. s.) est constituée par près de 300 m de pélites gris clair, laminées, localement très silicifiées, riches en radiolaires datés de l'Éocène moyen par Ordoñez *et al.* [1990].

– Au sommet la Fm San Mateo, épaisse de près de 500 m, est constituée par des grès et argilites à la base (Membre inférieur), puis par des conglomérats en chenaux (Membre moyen) et des argilites et enfin au sommet par des argilites gris verdâtre (Membre supérieur). Elle a été datée de l'Éocène moyen-Éocène supérieur grâce à des foraminifères par Ordoñez *et al.* [1990].

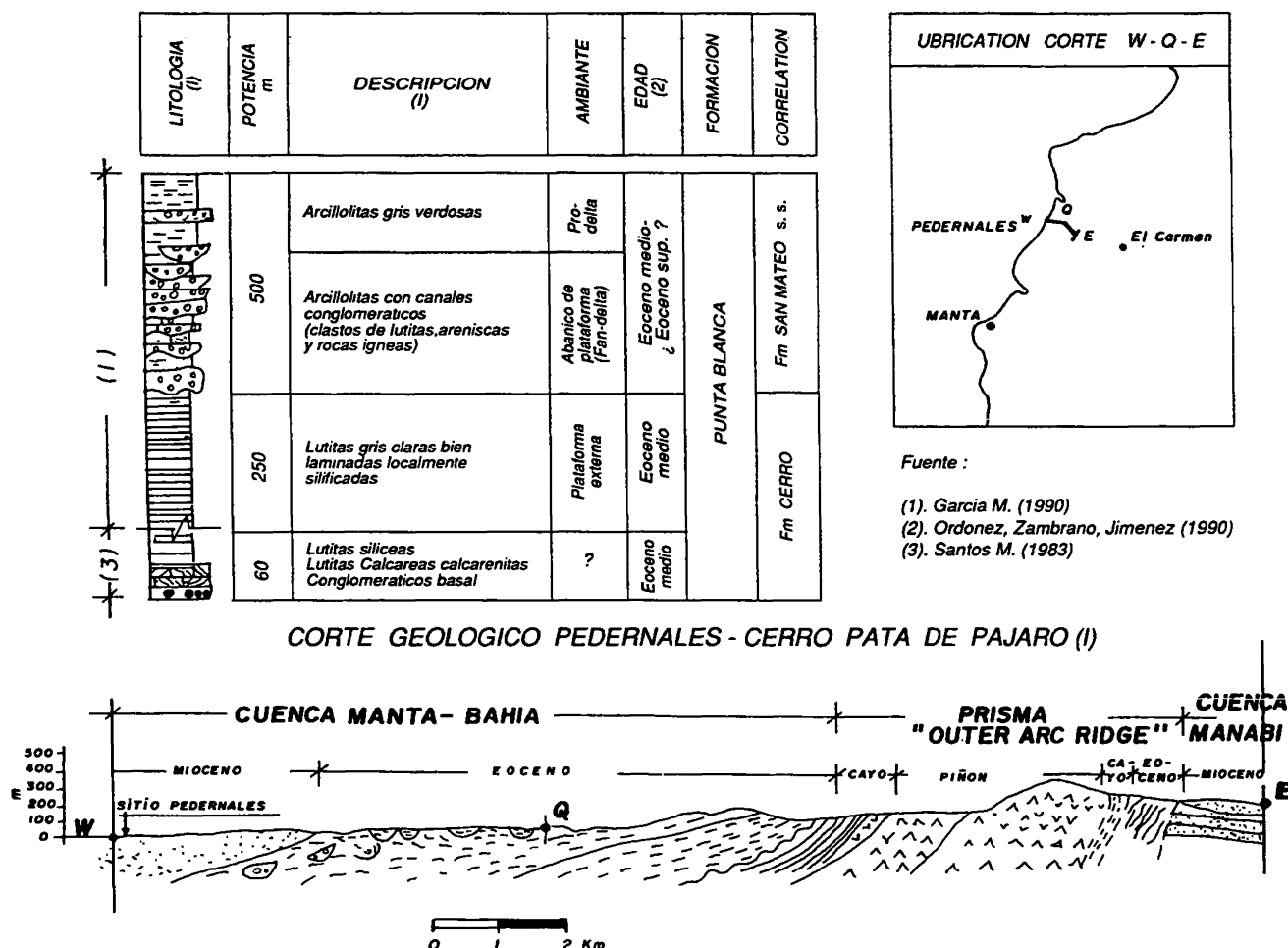


Fig. 28. - L'Éocène à Pedernales au Nord de Manabi.

Dans la plage au Sud du village de Pedernales, Marksteiner et Aleman [AMOCO-PE, 1990] ont reconnu des faciès grossiers de chenaux et des séquences gréseuses coarsening-upwards à marnes jaune-marron qu'ils interprètent comme des barres d'embouchure d'un front deltaïque et de pro-delta, et que Garcia [1985] a aussi interprétés comme des dépôts de pro-delta en plate-forme.

2.4. Résumé sur l'Éocène dans la CCO

1) Les formations éocènes reposent en discordance angulaire sur des blocs faillés et érodés du substratum San Lorenzo-Cayo ; ceci suggère que ce substratum ait été soumis à une intense déformation et à une érosion, peut-être subaérienne, avant le dépôt de la Fm Cerro.

2) Les sédiments les plus anciens de la couverture éocène correspondent à ceux de la Fm Cerro s. s. ; ils ont été datés de la partie moyenne de l'Éocène moyen (zone à *Podocyrthis ampla*, P11B-P12A) à Machalilla et à Punta Jome. La Fm Cerro serait corrélable avec la Fm Las Masas de la CCC, quoique celle-ci ne soit pas datée par microfossiles, par sa position stratigraphique et par la similitude des faciès lithologiques.

3) Au Cerro de Hojas (Carte géologique Montecristi) et à Punta Blanca-Pedernales (Carte géologique Jama), on a reconnu des roches volcanoclastiques acides sous la Fm Cerro qui ont été cartographiées comme Fm Piñón et Fm Cayo respectivement, mais qui, d'après leur caractère plus acide, pourraient correspondre à un événement postérieur d'âge probable maastrichtien à éocène moyen inférieur (Fm San Lorenzo ou Macuchi).

4) Les roches marneuses et siliceuses de Membrillal et La Pila qui ont été rapportées à la Fm San Eduardo sont corrélables par leur lithofaciès avec la Fm Cerro de la partie médiane de l'Éocène moyen quoique, là encore, manquent les datations précises. Il n'existe pas de roches qui soient incontestablement corrélables avec la Fm San Eduardo de la CCC d'âge éocène inférieur à éocène moyen inférieur.

5) Ainsi la Fm San Eduardo ne paraît pas s'être déposée dans la CCO, ce qui est en bon accord avec l'observation de son biseautage mis en évidence dans la partie ouest de la CCC.

6) La Fm Cerro enregistre un événement transgressif sur toute la CCO, qui peut correspondre à une hausse eustatique importante d'âge P11-P12.

7) La Fm San Mateo d'âge bartonien à priabonien caractérise une diminution de la profondeur du bassin et/ou une augmentation remarquable des apports détritiques continentaux. Il s'agit très probablement de dépôts synorogéniques. Les dépôts éocènes du même âge au Sud de la CCC, qui ont été considérés comme appartenant au Groupe Ancón, sont plutôt corrélables avec la Fm San Mateo d'après leur âge et l'évolution des lithofaciès.

8) La Fm Punta Blanca de Sigal [1968] est un équivalent stratigraphique de la Fm San Mateo de Olsson [1942]. Toutes deux incluent à leur base des faciès transgressifs typiques de la Fm Cerro *sensu stricto*.

9) En conséquence, je propose une redéfinition de la Fm San Mateo, en séparant les faciès pélagiques de la Fm Cerro qui ont été mis en évidence à Punta Jome, et en conservant comme Fm San Mateo *sensu stricto* les dépôts plus détritiques qu'on a décrit comme Membres inférieur, moyen et supérieur. Ainsi en accord avec les règles internationales le terme Fm Punta Blanca devrait

être abandonné pour avoir été créé plus récemment que celui de Fm San Mateo.

10) Si on corrèle les formations de la CCC et la CCO avec les variations eustatiques du niveau de la mer on peut proposer que :

- les intercalations argileuses situées à la base des unités SE-3, SE-2, SE-1 de la Fm San Eduardo ne correspondent pas à des maximums transgressifs mais à des descentes importantes du niveau de la mer ;

- le grès de base de la Fm Cerro, qui précède la transgression ou la remontée eustatique d'âge P11, quoique non daté, correspondrait à une descente relative de la mer, d'âge P10 terminal ; il en serait de même du Calcaire Javita s. s. (unité J-2) ;

- le grès de base de la Fm San Mateo correspondrait aussi à une descente importante de la mer, d'âge P12B-P13 ; de la même manière les grès et les conglomérats du Membre moyen correspondraient à une descente de moindre amplitude ;

- le Membre supérieur pélitique ne semble pas enregistrer de variations eustatiques.

III-C - LA PENINSULE DE SANTA ELENA

La Péninsule de Santa Elena a donné son nom à la zone structuralement soulevée également connue comme le Soulèvement (Alto) Santa Elena. Elle est comprise entre les failles La Cruz et Posorja de direction NO-SE, cette dernière située au large du Golfe de Guayaquil. Ce soulèvement constitue la marge Sud du Bassin Progreso (fig. 29).

A noter que certains auteurs considèrent que la limite Nord du Alto Santa Elena est la Faille Colonche et donc que les structures situées au Sud de celle-ci appartiennent au bloc Santa Elena. Au Sud de la faille Colonche on rencontre un autre soulèvement structural appelé Alto Chongón-San Vicente où affleurent des roches crétacées et paléocènes dont la description sera faite dans ce chapitre.

1. – LE SOCLE

On ne connaît pas d'affleurement du socle dans la Péninsule. D'après des données gravimétriques, l'anomalie de Bouguer est légèrement positive entre 0 et 50 mgal, on estime que le socle est du même type que celui de la CCC et de la CCO [Feininger et Seguin, 1983]. Quelques affleurements isolés de roches basaltiques dans le secteur de La Libertad (fig. 29) supportent l'hypothèse d'un socle de type Piñón. Sheppard [1937] a interprété ces blocs comme des intrusions et a attribué la grande déformation et l'altération des roches siliceuses associées à leur action mécanique et hydrothermale. Comme on verra ci-dessous, ces roches ignées sont des blocs tectoniques.

2. – LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Dans le Alto Santa Elena affleurent les séries sédimentaires suivantes :

- La Fm Santa Elena d'âge campanien supérieur-paléocène.
- Le Groupe Azúcar d'âge paléocène.
- Le Groupe Ancón d'âge éocène.

Avant de décrire ces roches en termes stratigraphiques conventionnels, il convient de rappeler qu'elles ont été incluses dans le « Complejo Olistostromico Santa Elena » interprétation très à la mode dans les années 70 et 80 pour expliquer l'origine globale de toutes les roches de la Péninsule Santa Elena comme produits d'immenses glissements sous-marins.

2.1. Le Complejo Olistostromico De Santa Elena

Les géologues des compagnies pétrolières qui ont exploité les petits champs de la Péninsule Santa Elena comme ceux d'Ancón, Cautivo, Petropolis et Santa Paula ont été frappés par le caractère très déformé de ces roches et par leurs caractéristiques sédimentologiques de dépôts d'eau profonde, à l'époque mal connues (turbidites, debris flows et slumps).

Ainsi les dépôts denses de type Clay Pebble Beds ont été d'abord interprétés comme des brèches de failles inverses [Brown et Baldry, 1925 ; Busk, 1927]. Puis, les modèles de glissements d'origine gravitationnelle ont fait leur apparition avec l'hypothèse des « slip-planes » de Baldry [1938] qui a été appliquée aux roches de Santa Elena et du NO péruvien, pour aboutir finalement à l'hypothèse du Complejo Olistostromico de Santa Elena d'Azad [1968] popularisé par Colman [1970]. Ce complexe serait « un gigantesque glissement sous-marin d'au moins 3 km d'épaisseur, comprenant toutes les roches de la Péninsule Santa Elena qui ne représenteraient pas des formations du point de vue stratigraphique formel, mais des unités tectoniques glissées pendant l'Éocène supérieur ». Celles-ci seraient les « Olistostromes » Wildflisch, Azúcar, Clay Pebble Beds et « Slice » Socorro ; toutes ces unités étant « submergées » dans une matrice argileuse plus ou moins tectonisée d'âge éocène supérieur.

Bristow et Hoffstetter [1977] ont accepté enthousiastes l'interprétation d'Azad et ont introduit les unités tectoniques dans le Lexique Stratigraphique pour remplacer les unités formationnelles. Cette grande avalanche aurait été originaire du NO péruvien et comme réponse à son emplacement, « la CCC aurait été créée par un soulèvement dû à la compensation isostatique » [Feininger et Bristow, 1980, p. 870].

2.2. Les Formations Cayo et Guayaquil dans la Péninsule Santa Elena : la Formation Santa Elena

2.2.1. Introduction

Des roches siliceuses fines, plutôt similaires à la Fm. Guayaquil qu'à la Fm Cayo, affleurent dans la Péninsule Santa Elena et dans l'Alto Chongón-San Vicente. La caractéristique la plus frappante de ces roches est leur intense déformation ; elles sont plissées, faillées, et découpées en écailles tectoniques, intercalées souvent avec des écailles d'autres roches. Les affleurements les mieux connus sont situés sur la plage de Libertad-Salinas entre La Caleta, passant par La Carolina, jusqu'à l'ancien champ pétrolier de Petropolis ; ces roches sont

aussi connues dans le sous-sol du champ de Santa Paula. Elles ont été appelées Wildflisch Santa Elena, Olistostromo Wildflisch [Azad, 1964 ; Colman, 1970], Fm Santa Elena [Marchant, 1956], Chert de Carolina ou Chert de Santa Paula [Sutton, 1954] ou plus anciennement Chert Santa Elena [Sinclair et Berkey, 1923].

La taille des écailles varie depuis des blocs décamétriques jusqu'à des petits blocs qui forment de véritables brèches tectoniques dont quelques unes à aspect sédimentaire. Nous discutons ici de la nature formationnelle des roches siliceuses qui forment majoritairement ces blocs et non de l'ensemble qui est de nature tectonique comme on le verra plus loin dans le chapitre sur l'évolution structurale.

Thalman [1945, 1946] a proposé une corrélation des roches siliceuses de Santa Elena avec les formations Cayo et Guayaquil de la CCC sur la base de quelques données micropaléontologiques. Marchant [1956] a créé le terme de Formation Santa Elena pour distinguer les cherts très déformés de la Península Santa Elena de ceux moins déformés de la Fm Guayaquil de la CCC. Jaillard *et al.* [1993] ont réutilisé le terme de Fm Santa Elena, critère qu'on maintiendra puisque l'ensemble des roches siliceuses de la Península est cartographiable, et qu'il n'est pas évident de différencier entre les Fm Guayaquil et Cayo.

2.2.2. Lithostratigraphie

Sinclair et Berkey [1923] ont été les premiers à définir les pélites siliceuses de l'Alto de Santa Elena comme des radiolarites. Néanmoins, l'association fréquente de ces roches avec des roches basaltiques isolées (fig. 30) et leur caractère bréchique, parfois extrême, ont fait penser à Sheppard [1937] que les roches ignées sont des dykes et que les pélites sont les produits de la silicification des roches dues à l'hydrothermalisme ou même directement des émanations hydrothermales ; il a classifié les cherts comme suit :

- chert noir vitreux d'origine hydrothermale, semi-translucide, remplissant des fractures,
- chert blanc opaque, laminés, produit par la silicification hydrothermale des pélites,
- chert à croissances nodulaires (augen chert) d'origine hydrothermale,

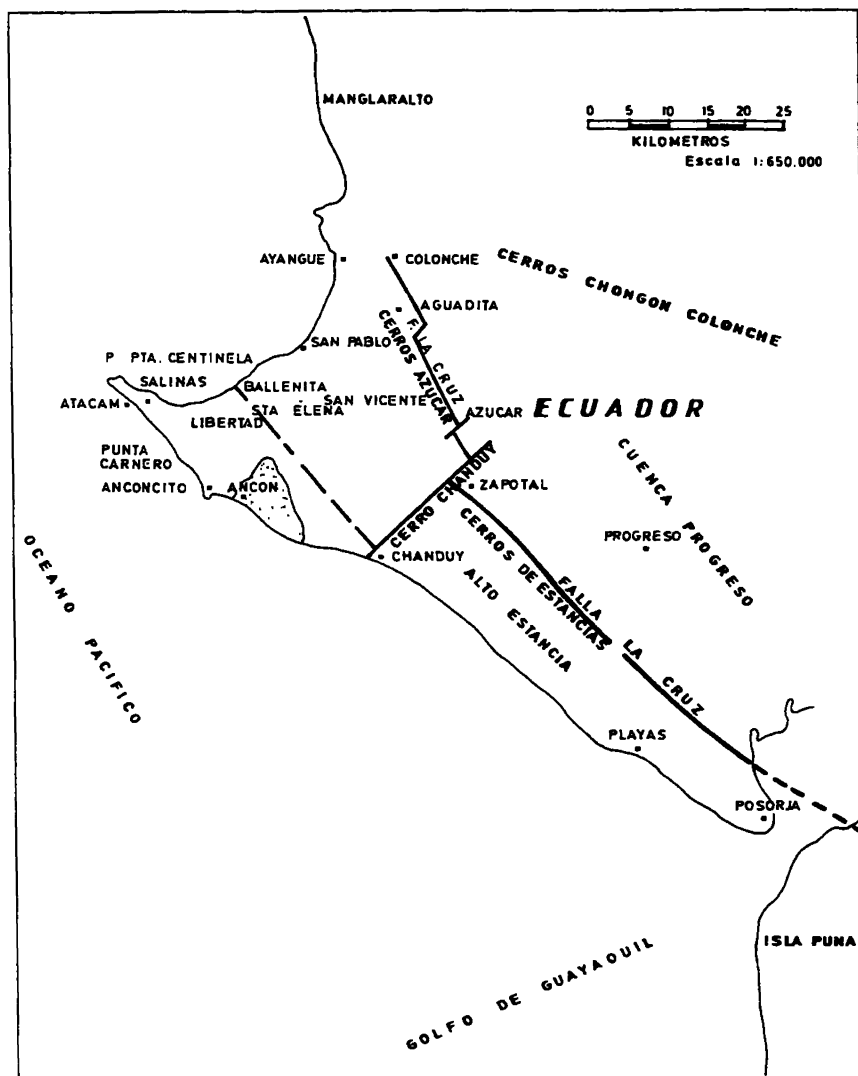


Fig. 29. – La Península de Santa Elena. La limite Est est marquée par la faille La Cruz. La zone pointillée correspond au champ pétrolier d'Ancón.

– brèches associées à des fractures et failles ; elles sont rouges quand la roche originelle est gréseuse et grises quand la roche faillée est une pélite.

D'après Sheppard [1937] le plus commun est le chert blanc ou gris opaque d'origine sédimentaire. On reconnaît actuellement que la silicification des roches sédimentaires est un phénomène d'origine diagénétique et que la déformation résultante est expliquée par la transformation en quartz de la silice déposée originellement sous forme d'opale amorphe à molécules d'eau, soit chimiquement, soit dans les débris squelettiques de radiolaires et de spicules d'éponges ; la libération de l'eau contenue dans l'opale et sa mobilisation étant la cause de la formation de fractures, plis et brèches dans les pélites siliceuses.

Des pélites siliceuses blanches, grises ou verdâtres plus indurées alternent avec des bancs fins de pélites vertes moins dures comportant une microfaune presque exclusivement siliceuse de radiolaires, foraminifères benthiques agglutinés et spicules d'éponges. Au microscope les pélites sont dans plusieurs cas des

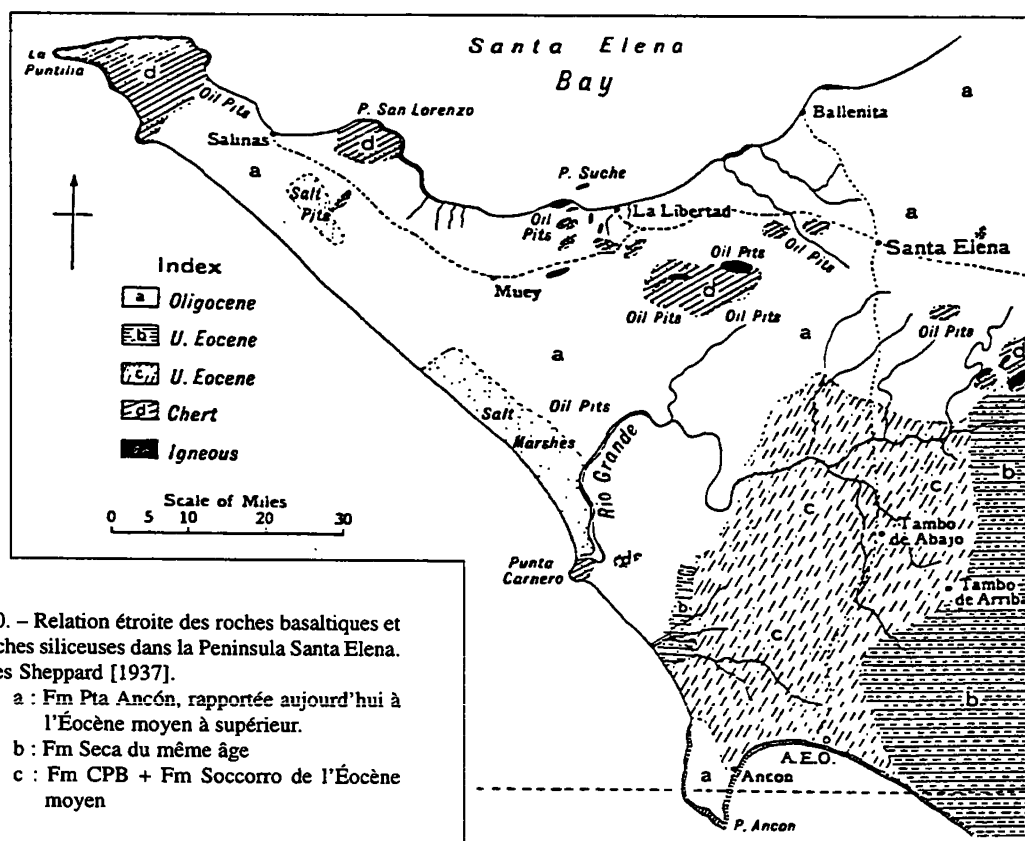


Fig. 30. – Relation étroite des roches basaltiques et des roches siliceuses dans la Peninsula Santa Elena. D'après Sheppard [1937].

- a : Fm Pta Ancón, rapportée aujourd'hui à l'Éocène moyen à supérieur.
- b : Fm Seca du même âge
- c : Fm CPB + Fm Socorro de l'Éocène moyen

radiolarites comme celles de la Puntilla de Santa Elena rapportées par Sinclair et Berkey [1923], où celles de San Vicente (M # PO-155, coord. 526,2-9753,2) cependant que d'autres sont des pélites à matrice fine complètement silicifiée montrant plusieurs familles de fractures remplies de silice (M # PO-138, Cerro Gonzalez, coord. 551,7-9740,8). Parfois une calcitisation plus récente remplissant une dernière génération de fractures leur donne un aspect de calcaire (M # PO-151,153, Pozo Japonesa, coord. 516,2-9750,7). Dans quelques cas on a pu observer des pélites tufacées [cimetière de Salinas, Benítez, 1983] mais nulle part on n'a rencontré de greywackes grossières ou tufs comme ceux qui sont typiques de la Fm Cayo dans la CCC où dans l'Alto Chongón-San Vicente.

L'association de blocs de pélites siliceuses et de roches ignées étant d'origine tectonique, Sheppard [1937, p. 208] ne pouvait s'expliquer comment « des masses de roches basaltiques petites et isolées se trouvaient complètement entourées par une masse siliceuse sédimentaire » et il a proposé que « les roches ignées ont du monter au long d'un plan de fracture pendant sa consolidation ».

2.2.3. Biostratigraphie

Les premières datations de Sinclair et Berkey [1923] et Thalman [1946] ont déterminé le Crétacé supérieur-Paléocène avec les foraminifères *Ammobaculites* sp., *Bathysiphon* sp., *Bolivina incrassata*, *Cibicides* sp., *Dentalina* sp., *Gyroidina* sp., *Nodosarella* sp.,

Nodosaria sp., *Palmula rugosa*, *Rotalia* sp., *Textularia* sp., *T. cf. globifera*, *Valvulinaria* sp., et les radiolaires *Cenosphaera* sp., *Cornucopia* sp., et d'abondants *Spumellaria* sp.

De nouvelles études biostratigraphiques effectuées par M. Ordoñez [in Jaillard et al., 1993] ont permis de préciser l'âge Campanien supérieur à Paléocène de ces roches.

– Au Pozo Japonesa à 3 km au Sud de la ville de Santa Elena où l'on a trouvé les radiolaires : *Amphypindax tylotus*, *Archeodictiomytra lamellocostata* et *Cenosphaera* sp. du Campanien supérieur-Maastrichtien.

– Au Nord de San Vicente (M # PO-154) où l'on a rencontré les radiolaires : *Cenosphaera* sp., *Phormocyrtis striata exquisita*, et *Stylosphaera* sp. qui indiquent l'intervalle Paléocène-Éocène inférieur. Au même endroit (M # PO-155) on a identifié les radiolaires : *Bathropyramia* sp., *Buryella* aff. *tetradica*, *Cenosphaera* sp., *Dictyomitra* aff. *andersoni*, *Lychnocnoma* sp., *Phormocyrtis striata exquisita*, *Protoxiphotractus* sp. et *Thanarba* sp. qui indiquent un âge paléocène.

– Dans la carrière de Cerro La Plata au NE d'El Morillo, les cherts ont livré les radiolaires : *Cenosphaera* sp., *Dictyomitra* cf. *multicostata* et *Stichomytra* sp. (Crétacé supérieur-Paléocène).

– Dans la partie Ouest du Cerro Chuculunduy (route Guayaquil-Salinas, M # PO-159) ont été trouvés le foraminifère *Heterohelix* cf. *globulosa*, et les radiolaires :

Amphypindax tylotus, *Archaeodictyomitra lamellicostata*, *Diacanthocapsa granti*, et *Stylospongia* sp. qui ont donné un âge campanien supérieur-maastrichtien. Les nannofossiles calcaires *Arkhangelskiella* cf. *scapha*, *Coccolithus paenepelagicus*, *Micula* sp., *M. decussata*, *Quadrum gartneri* et *Watznaueria barnesae* d'âge coniacien-campanien inférieur sont considérés comme remaniés.

– Dans le forage Matachivato-1 du champ Pacoa de Tripetrol Ordoñez (inédit) a rapporté une microfaune du Campanien dans des roches pélitiques décrites comme Fm Cayo.

2.3. Les Roches du Groupe Azúcar

2.3.1. Introduction

Le nom de Série Azúcar qui concerne les couches d'Estancia, Azúcar et Engabao a été établi par les géologues de l'IEPC pour les roches qui affleurent dans les environs du village et collines du même nom. Cette dénomination a été modifiée par les géologues des compagnies CALEC, AEOL, et MEC qui ont redéfini le Groupe Azúcar comme constitué par les formations Estancia, Chanduy et Engabao [Marchant, 1958]. Selon Small [1962] dans le sous-sol du champ d'Ancón des séries équivalentes, dans le même ordre, sont représentées par les formations San José, Grès Atlanta et Passage Beds; néanmoins on montrera que les Passage Beds appartiennent plutôt au Groupe Ancón qui est discordant sur le Groupe Azúcar.

Le Groupe Azúcar se trouve stratigraphiquement au-dessus de la Fm Santa Elena et sous le Groupe Ancón. Les contacts stratigraphiques inférieur et supérieur n'ont pas été observés en affleurement; on observe un contact tectonique entre la Fm Santa Elena et les roches d'Azúcar au cimetière de Salina; au Cerro Gonzales les roches de la Fm Azúcar surmontent des cherts de la Fm Santa Elena sans que le contact soit visible. En se fondant sur les degrés de déformation différents de ces trois ensembles rocheux on infère que la base et le sommet des roches du Groupe Azúcar doivent correspondre à des discordances angulaires.

2.3.2. Affleurements

Le Groupe Azúcar affleure exclusivement dans la Peninsula Santa Elena, surtout dans les collines de l'Estancia, Chanduy, Azúcar et Saya; mais les meilleurs affleurements se trouvent dans les falaises marines de l'Ouest de Playas, raison pour laquelle, elles ont fait l'objet de plusieurs études ces dernières années. Les roches paléocènes qui affleurent dans l'Alto Chongón-San Vicente, qui ont été cartographiées comme Groupe Azúcar, ne sont pas complètement corrélables avec celui-ci. Cette interprétation sera discutée par la suite.

2.3.3. Épaisseur

L'épaisseur maximale rapportée pour le Groupe Azúcar est de 2750 m (9020') dans les collines de l'Estancia et de 2255 m (7431') dans le sous-sol d'Ancón [Small, 1962]. Néanmoins, ces valeurs doivent être supérieures aux épaisseurs réelles à cause de répétitions d'origine tectonique comme on l'observe dans la coupe de Playas où la même colonne mesure, d'après Small [1962], 1370 m d'épaisseur, alors que remesurée par Moreno [1983] en tenant compte des répétitions, elle est de 644 m, valeur compatible avec nos observations (fig. 31).

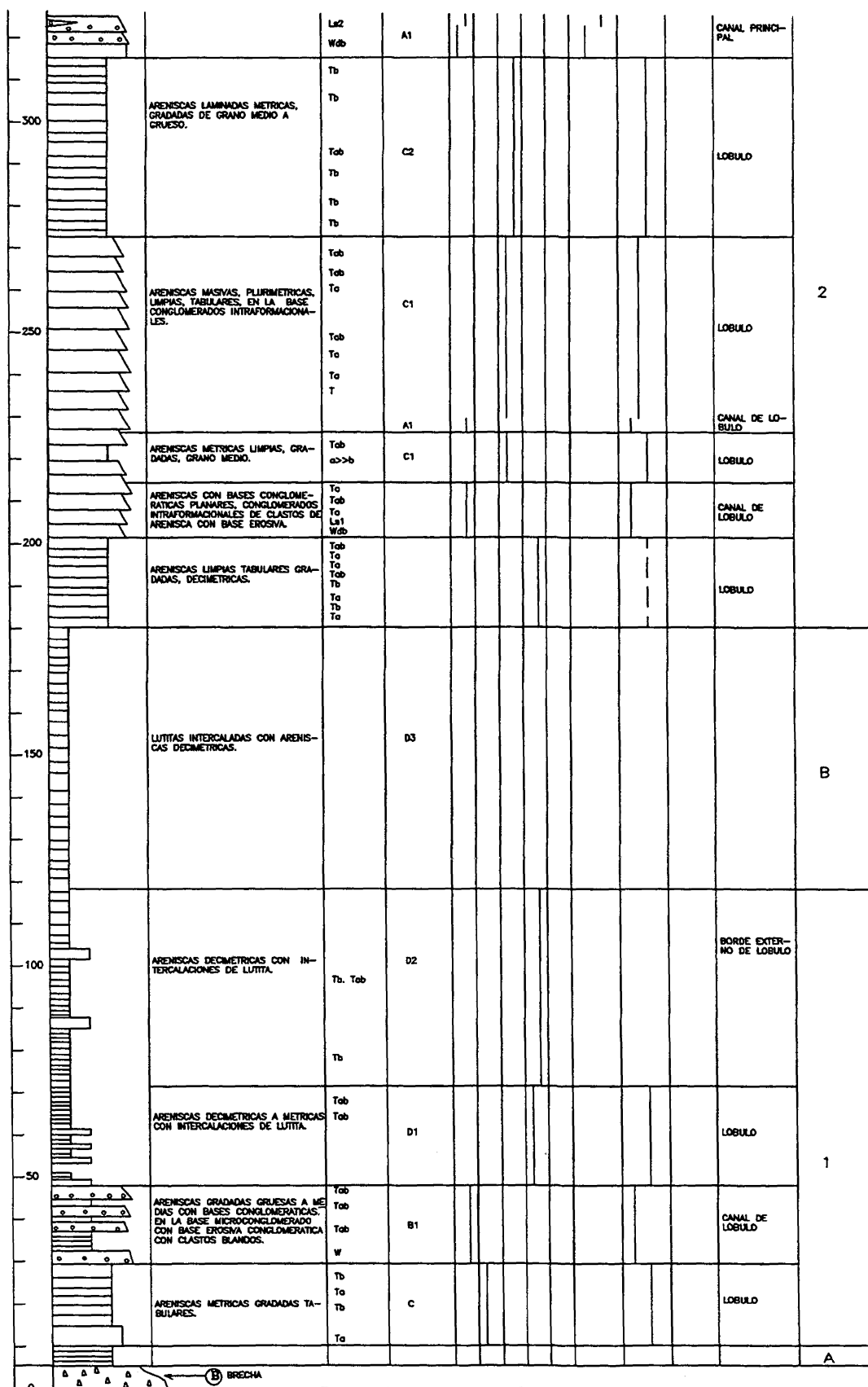
2.3.4. Définition des formations et historique

La définition des trois formations du Groupe Azúcar est fondée sur la présence de faciès conglomératiques (Fm Chanduy) intercalés entre deux faciès grésos-argileux : la Fm Estancia au-dessous et la Fm Engabao au-dessus, ce qui a été le critère utilisé par Small [1962]. Néanmoins, les contacts entre les trois « formations » sont transitionnels, les lithologies sont très semblables et indifférenciables quand le faciès conglomératique n'est pas présent [Canfield, 1966 ; Bristow et Hoffstetter, 1977]. D'autre part les trois présentent des assemblages de foraminifères agglutinés similaires qui peuvent être remaniés.

La difficulté de la séparation entre les roches appartenant à la Formation Estancia et celles appartenant à la Fm Engabao, puis leur corrélation avec des roches du sous-sol ont généré une véritable confusion ; Marchant [1960] a établi dans le sous-sol d'Ancón la succession suivante pour des roches corrélables avec celles du Groupe Azúcar : Fm Saya (basale), Fm Engabao, Fm Estancia et Fm Chanduy ; d'autre part les Passage Beds, ayant été définis par Marchant [1956] pour des « roches de transition » entre des roches du Groupe Azúcar et du Groupe Ancón, ont par la suite été corrélés avec la Fm Engabao par Small [1962]. Comme nous allons le montrer, elles appartiennent au Groupe Ancón. En conséquence, on se référera aux trois formations du Groupe Azúcar surtout pour utiliser des données de terrain comme celles de Small [1962] où les relations de superposition stratigraphique sont bien établies.

La Formation Estancia a été définie par Thalman [1946] dans les collines d'Estancia comme une séquence de près de 1220 m (4000') de grès gris, micacés, à couleur d'altération rouge-brique, à niveaux de galets quartzitiques, qui alternent avec des pélites noires dures et des couches fines de grès micacés à matériel charbonneux.

Au NO des collines de Saya et de Panama on rencontre une prédominance de pélites et de grès fins décimétriques à métriques turbiditiques (Rio Chiriguas et Asagmones) que Marchant [1961] a située à la base du Groupe par sa proximité avec le contact sur la Fm Santa Elena ; ceci a été confirmé par une datation du Paléocène.



LIMBO N°
A. PUNTA CHARRAPOA
B. EJE ANTIFORMA

POR : ING. STALIN BENITEZ
DIB. : FABIAN SANDOVAL
ENERO/96

ABANICO MEDIO 1 à 5
INTERABANICO A à D

Fig. 31. - Colonne stratigraphique de la Fm Azucar à Playas.

D'après Small [1962] une lithologie et une épaisseur similaires permettent de corréler la Fm Estancia avec la Fm San Jose du sous-sol d'Ancón. Selon lui, le contact avec la Fm Chanduy sus-jacente est transitionnel ou localement discordant.

La Formation Chanduy d'après la description de Smith [1947] est constituée, dans sa localité type des collines de Chanduy, par des grès gris siliceux de dureté moyenne, des conglomérats à galets de quartzites, des alternances de grès et conglomérats et, au sommet, des alternances de pélites noires dures et de grès durs. Selon Small [1962] les dernières alternances de pélites et de grès appartiennent à la Fm Engabao ; il rapporte les épaisseurs suivantes :

- Aux Rios Gato, Tejon et Naranja sur le flanc Nord de la colline de Chanduy : 462 m (1515').

- Aux Rios Rata, Lata et Pardo sur le versant Sud de la colline de Chanduy : 744 m (2439 m)

- Au Rio Ebano dans la colline d'Azúcar : 451 m (1478').

- A Playas : 222 m (728').

- A la colline de Saya : 457 m (1500').

Moreno [1983] a mesuré près de 400 m de conglomérats et grès turbiditiques dans la colline d'Azúcar et près de 500 m dans celle de Chanduy ; ces valeurs sont très proches de celles de Small [1962].

Une équivalence entre la Fm Chanduy et la Fm Atlanta du sous-sol d'Ancón a été couramment acceptée ; néanmoins leurs relations stratigraphiques n'ont pas été très bien établies. A Ancón une épaisseur de 1103 m (3619') a été rapportée pour la Fm Atlanta dans le forage San Gabriel-1. Le contact avec la Fm Engabao sus-jacente étant transitionnel d'après Small [1962] il est encore plus difficile à définir dans le sous-sol ; quoique Small ait appelé Fm Engabao les Passage Beds de Marchant [1957], roches qui ne correspondent pas au Groupe Azúcar mais à la base du Groupe Ancón.

La Formation Engabao d'après Smith [1947] est formée par des grès marrons, massifs, friables, des grès gris-marron à concrétions type « balle de canon », des intercalations de bancs minces de pélites et de grès et des conglomérats à galets de quartzite localement ; les pélites sont parfois prédominantes. La localité type a été définie par Schweinfurth [1959] sur le versant Nord de la colline de Chanduy où Moreno [1983] a mesuré 300 m d'épaisseur. Small [1962] rapporte dans les mêmes endroits pour la Fm Chanduy, les épaisseurs suivantes : 288 m (localité type), 1150 m (Sud Chanduy), 595 m (Rio Ebano) et 1006 m (Saya).

2.3.5. La Coupe de Playas du Groupe Azúcar (fig. 31)

D'après Small [1962], les roches du Groupe Azúcar qui affleurent dans les falaises marines de Playas sont des dépôts néritiques (Fm Estancia et Fm Engabao) et transitionnels à fluviaux. Cependant Moreno [1983] et Benítez [1984], les ont redéfinies comme des

dépôts sous-marins profonds d'origine turbiditique et correspondant à des faciès supérieur et moyen d'éventails sous-marins.

2.3.6. Section stratigraphique

– La section qui affleure à l'Ouest de Playas a été mesurée sur près de 5 km de falaises. Elle est constituée par des bancs de roches clastiques plissées et affectées par des décrochements dextres. La section la plus continue, épaisse de près de 650 m, est visible dans le flanc Ouest d'un anticlinal faillé.

La coupe de la figure 31 est une révision de la coupe de Moreno [1983] et représente un résumé de la variation verticale des principales caractéristiques sédimentologiques. En faisant la corrélation entre épaisseur, texture, lithologie et structures primaires, on établit plusieurs ensembles de roches (au total 26) qui correspondent à des faciès d'éventails sous-marins selon les définitions de Mutti et Ricci Luchi [1972], Stow [1985] et Walker [1989].

On a reconnu : 5 ensembles de faciès de cône moyen, numérotés de 1 à 5 en partant de la base, des faciès plus fins inter-éventails nommés A à D dès la base et près du sommet des sous-faciès chenalisés d'éventail supérieur. Dans chaque unité d'éventail moyen on distingue des sous-faciès de lobe, chenal de lobe, chenal principal et zones interchenaux.

Les lobes sont caractérisés par des grès granoclassés, décimétriques à métriques, propres, à grain moyen ou grossier, bien stratifiés ; les grès sont des turbidites Tab et Tb principalement et moins fréquemment Ta, d'où leur aspect laminé. Ils sont disposés en séquences strato-croissantes. Les chenaux des lobes présentent des conglomérats intraformationnels à bases érosives, à galets de grès, de pélites tendres et en moindre proportion de quartz et silex bien arrondis ; les structures primaires caractérisent des flux denses de Lowe [1981].

Le sous-faciès de chenal d'éventail supérieur est constitué par des conglomérats métriques à galets arrondis de quartz, quartzite, chert (diamètre maximum 15 cm) et des galets et grands blocs, parfois métriques, de grès, d'origine intraformationnelle ; les structures primaires observées sont un granoclassement normal ou inverse, des carpet traction, des stratifications lenticulaires et des bases érosives ; toutes sont typiques du sub-faciès de conglomérats de Walker [1989].

Les intervalles à roches plus fines, qu'on a appelés zones inter-éventails, sont constitués par des intercalations de turbidites centi- à décimétriques, généralement Tab et Tb, et de pélites ; ils forment des séquences fining-upwards ; ces ensembles représentent des sous-faciès d'éventail inférieur proximal. On ne trouve pas de véritables dépôts de plaine abyssale si l'on considère la rareté des faciès pélitiques fins et de la microfaune.

2.3.7. Évolution sédimentaire

La colonne étudiée nous montre que :

- Les éventails 1, 2, 4 et 5 sont du type II (lobes à chenaux) de Mutti [1979 ; *in* Walker, 1989] et l'éventail 3 du type I de Mutti (lobes sans chenaux).

- Aucun éventail ne présente de faciès du type III de Mutti ou « channel-levée complex ».

- Chaque éventail est formé par plusieurs lobes et chenaux superposés.

- Il est à noter une évolution vers le sommet du grain des roches qui devient de plus en plus grossier, et de la composition des conglomérats qui deviennent de plus en plus riches en galets exogènes de quartz, quartzite et chert. Par exemple, dans l'éventail 2, les quelques conglomérats sont à galets presque complètement intraformationnels, cependant que les éventails 4, 5 et le faciès d'éventail supérieur montrent des conglomérats à galets en majorité exogènes.

- Le faciès d'éventail supérieur représente le point culminant de l'activité progradante.

- Au sommet la présence d'un faciès d'éventail moyen (5) au-dessus de l'éventail supérieur représente un léger recul de l'activité progradante.

- L'éventail 3 du type I de Mutti entre des éventails du type II enregistrerait une descente relative du niveau de la mer, puisque selon cet auteur, les éventails évoluent du type III au type I au cours d'une descente de niveau.

- En comparant la section de Playas levée par Small [1962] avec la nôtre, il apparaît que pour lui tous les conglomérats de l'éventail supérieur appartiennent à la Fm Chanduy ; toutes les roches qui sont situées en dessous (conglomérats) constituent la Fm Estancia et celles qui sont au-dessus appartiennent à la Fm Engabao.

- Même si la progradation montre une tendance régionale, les corps sédimentaires de chaque lobe ou chaque éventail, surtout les faciès chenalisés, ont des extensions limitées et partant ne sont pas cartographiables à grandes distances. Donc, la superposition observée à Playas et en plusieurs autres endroits peut correspondre à la même tendance progradante mais à des corps sédimentaires différents, et partant, l'application du concept de formation ne convient pas aux assemblages connus comme Fm Estancia, Fm Chanduy et Fm Engabao.

2.3.8. Données paléogéographiques

Paléocourants - La direction principale des paléocourants mesurés à Playas est vers le N et NNE et secondairement vers le NO (fig. 32) comme il a été rapporté par Small [1962] et Moreno [1983]. Les structures mesurées sont des flute casts et des stratifications entrecroisées principalement, mais aussi l'imbrication des galets, et de rares crescent casts et prod casts.

Au sommet de la colline d'Azúcar plusieurs mesures sur le plus grand axe des galets de conglomérats ont

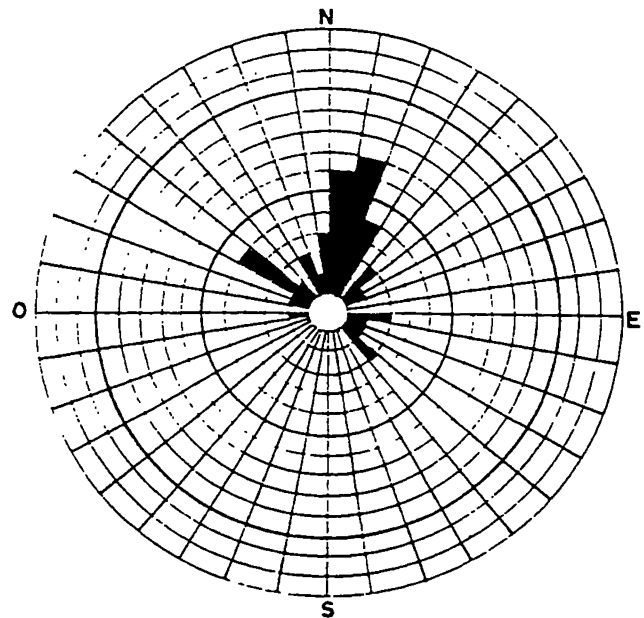


Fig. 32. – Directions de paléocourants dans le Groupe Azúcar à Playas [d'après Moreno, 1983].

donné une direction NNE-SSO. Dans le chemin d'entrée au village d'Azúcar (coord 546,7-9750,2) des conglomérats donnent une direction N-S. Dans les deux cas une incertitude sur la polarité des couches ne permet pas de définir le sens du paléocourant, mais ce sont les seules données qu'on ait pu mesurer hors de Playas.

2.3.9. Composition et source détritique

La composition des conglomérats et des grès indique une source détritique à socle continental.

Les conglomérats de « type Fm Chanduy » de Playas, à éléments surtout exogènes, sont formés par des galets arrondis de quartz blanc, quartzite, et chert (80-90 %) et par des galets de grès intraformationnels (10 %). Dans les conglomérats de la colline Azúcar Moreno [1984] a identifié des galets de quartz (38 %), quartzites fins (38 %), quartzites grossiers (8 %), quartzites micacés (2 %), phyllites (2 %), et siltites quartzueuses (8 %). On y observe aussi de rares débris d'andésites et de basaltes.

L'étude pétrologique des grès a été effectuée par Moreno [1983, 1984] et Moreno [*in* ESPOL, 1993] sur des échantillons représentatifs de toute la Peninsula Santa Elena y compris le forage sous-marin de BELCO (fig. 33). La majorité des grès sont dans le champ des sublitharénites [définition de Folk, 1968] et présentent une composition moyenne de quartz (78 %), feldspath (8 %), débris de roches métamorphiques et sédimentaires (14 %).

Si on représente la composition des grès d'Azúcar dans les diagrammes triangulaires de Dickinson et Suczeck [1979] on détermine que la source détritique de ces roches est un orogène recyclé de type collisionnel à influences continentales. En considérant l'ensemble

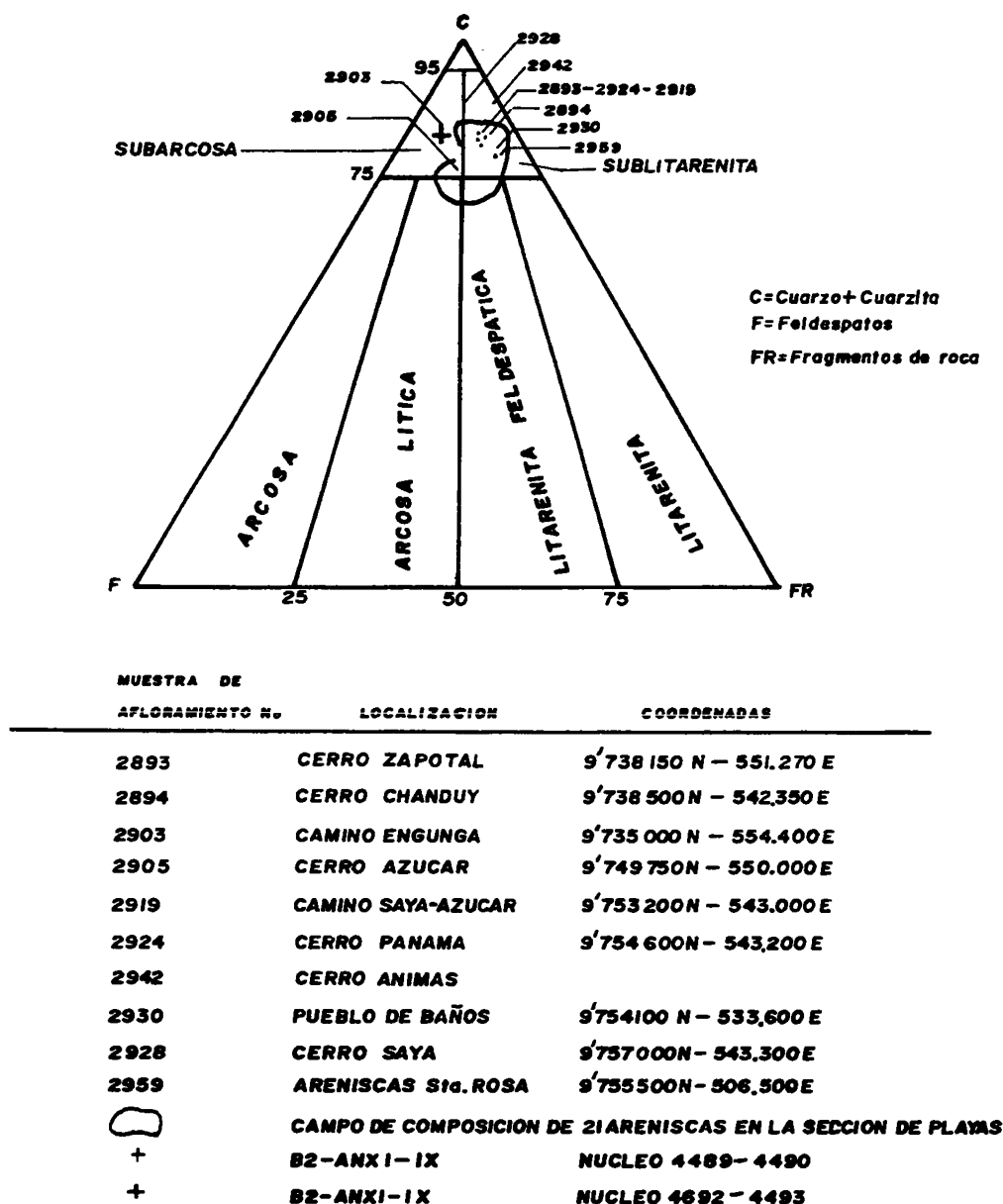


Fig. 33. – Composition minéralogique des grès de la Fm Azúcar dans plusieurs endroits de la Péninsule Santa Elena et dans le forage B2-ANXI-IIX au large d'Ancón [d'après Moreno, 1983, 1984, 1990].

de cette interprétation ainsi que la provenance Sud suggérée par les paléocourants on peut penser que la source détritique des roches d'Azúcar pourrait être la Cordillère d'Amotape du NO péruvien comme il a été déjà suggéré. Ce bloc Amotape-Tahuin aurait été accréte au continent, soit pendant le Néocomien [Mourier *et al.*, 1988], ou plus probablement pendant le Paléogène [Jaillard *et al.*, 1993].

2.3.9. Biostratigraphie du Groupe Azúcar

Thalman [1946, *in* Small, 1962] a proposé un âge paléocène (Montien) pour la Fm Estancia avec les foraminifères agglutinés : *Rzehakina epigona*, *Bathysiphon* sp., *Pelosina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Saccamina* sp., *Glomospira* sp., *Trochamminoides* sp et *Rzehakina* sp.

Polugar [*in* Small, 1962] a défini un âge danien supérieur-Thanétien inférieur (Paléocène moyen) pour la Fm Estancia dans le forage AEOL F-26 de la colline Saya avec les foraminifères planctoniques : *Globigerina* aff. *G. daubjergensis* et *G. triloculinoides*. Dans le champ d'Ancón il rapporte aussi un âge paléocène pour la Fm Estancia avec les foraminifères : *Rzehakina epigona lata*, *Trochammina globigeriniformis*, *Bathysiphon* sp., *Marssonella oxycona*, *Globigerina* aff. *G. canariensis*, *Chilostomella ovoidea*, *G. czizcki*, *Eponides* cf. *E. repandus*, *Ammobaculites* sp., *Nodosarella subnodosa* et *G. cretacea*.

A Playas, dans des roches qui représenteraient le sommet de la Fm Estancia (Ech. # 2837, coord. 566,7-9708,5), Moreno [1983] a rapporté le foraminifère planctonique *Globorotalia* cf. *velascoensis* (identifié par

M. Ordoñez) du Thanétien supérieur (zones P4-P5) et un autre assemblage du Paléocène : *Haplophragmoides carinatum*, *Cibicides* sp., *Osangularia* aff. *lems*, *Rzehakina epigona*, *Globorotalia* sp. et *Daxia* sp. Cependant Moreno [1983] a assigné à tort un âge paléocène-récent à *G. velascoensis*. Ordoñez *et al.* [1985] ont aussi déterminé un âge paléocène en se fondant sur l'apparition de *Martinotiella* sp. et l'extinction de *Haplophragmoides carinatum*, *Rzehakina epigona*, *Spiroplectammina spectabilis* et *Bathysiphon gerochi*.

Litton [1986] a rencontré *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *G. angulata* et *G. mackannai* du Thanétien, zones P3B-P4. Jaillard *et al.* [1993] reconnaissent l'âge P4-P5 de *G. velascoensis* qui avait été aussi trouvé par Gamber *et al.* [1990].

L'âge des conglomérats de « type Fm Chanduy » n'a pas été déterminé. Olsson [1962] a rapporté les mollusques *Venericardia* gr. *planicostata* LAMARCK, *Morgania* cf. *M. magna* WOODS et *Pseudoglaucina lissonia* DOUVILLÉ de distribution très mal connue. Polugar [in Small, 1962] signale *Bathysiphon* sp.

L'âge de la « Fm Engabao » n'est pas connu avec précision. Quelques datations éocènes provenant de roches attribuées au sommet du Groupe Azúcar sont dues à des confusions avec des roches d'autres formations. C'est le cas d'une détermination palynologique de l'Éocène moyen de Gamber *et al.* [1990] qui provient en réalité de roches du Groupe Ancón [Jaillard *et al.*, 1993] ; de même un échantillon provenant de roches prélevées sur l'Alto Chongón-San Vicente (Ech. # MG-93) et rapporté à l'Éocène inférieur par UNOCAL [in Jaillard *et al.*, 1993] appartient au Paléocène terminal-Éocène inférieur (zones P6-P8), et ces roches ne sont pas typiques du Groupe Azúcar ; *Polylepidina* sp. de l'Éocène moyen dans le forage Engunga-1, mentionnée par Bristow et Hoffstetter [1977], correspond à des roches du Groupe Ancón qui proviennent du sous-sol d'Engunga [Moreno, 1984]. Enfin, les roches à Discocyclines de l'Éocène inférieur ou Passage Beds, qui avaient été considérées comme équivalentes de la Fm Engabao [Small, 1962], font en réalité partie du Groupe Ancón comme on le montrera plus loin.

2.3.10. Conclusions sur le Groupe Azúcar

– Les roches du Groupe Azúcar étudiées à Playas représentent un grand événement de progradation-rétrogradation d'éventails sous-marins superposés. Ce groupe est constitué de trois parties : a) à la base, des séquences de lobes d'éventail moyen (grès turbiditiques) et interlobes (turbidites fines et pélites argileuses) qui présentent une tendance générale granocroissante ; b) conglomérats de chenaux d'éventail supérieur et c) au sommet, à nouveau des faciès d'éventail moyen qui représentent donc un événement court de rétrogradation.

– L'existence de ces trois faciès a donné lieu à la définition traditionnelle des formations Estancia,

Chanduy et Engabao dans le même ordre. Néanmoins, d'après ce qu'on a vu à Playas, il n'y a pas de lithologies caractéristiques de chacune, les contacts sont transitionnels et selon l'interprétation qu'on a donnée ci-dessus, les corps sédimentaires sont lenticulaires et non continus, donc les « formations » ne sont pas cartographiables à longue distance et en conclusion le concept de formation n'est pas applicable.

– D'autre part l'évolution verticale des faciès d'éventail dans toute la Peninsula est semblable à ce que nous avons observé à Playas, donc les mentions antérieures des formations Estancia, Chanduy et Engabao dans des coupes bien établies ont une valeur locale de superposition de faciès, mais ne sont pas nécessairement valables pour une corrélation régionale.

– En conclusion, il est recommandé de ne pas continuer à utiliser les noms d'Estancia, Chanduy et Engabao comme des unités formationnelles et de les remplacer par le concept de faciès sédimentologiques. En conséquence, le Groupe Azúcar correspond à une unité formationnelle qui peut être appelée la Formation Azúcar.

– L'âge du Groupe ou Fm Azúcar se situe entre le Danien supérieur et le Thanétien supérieur (zones P1C-P5) d'après les données biostratigraphiques disponibles. Plusieurs déterminations confirment le Thanétien, tandis que le Danien supérieur est suggéré par une seule datation.

2.4. Roches Crétacé-Paléocène de l'Alto Chongón-San Vicente

Entre les villages de Chongón et San Vicente (barrage) se trouve un soulèvement structural parallèle à la CCC, situé plus exactement entre les failles Colonche et Carrizal, et que j'ai appelé l'Alto Chongón-San Vicente ; il constitue la marge septentrionale du Bassin Progreso. On y rencontre des roches paléocènes qui ont été cartographiées dans le Groupe Azúcar et des blocs isolés de roches crétacées, celles-ci affleurant dans les collines San Vicente, Los Picones, La Rosa et San Juan (actuellement Barrage Chongón). A la limite Nord de l'Alto, les roches paléocènes sont en contact tectonique avec les roches éocènes qui ont été décrites comme couverture de la CCC.

2.4.1. Roches crétacées : La Fm Santa Elena ?

Au Cerro San Juan (Barrage Chongón) on observe des écaillles tectoniques de roches attribuées à la Fm Santa Elena par Jaillard *et al.* [1993]. Il s'agit surtout de pélites silicifiées à radiolaires et de rares greywackes tufacées. Une étude menée par M. Ordoñez dans le tunnel de dérivation du barrage a donné un âge campanien supérieur avec les radiolaires *Pseudoalophacus pargueraensis* (Campanien), *P. florescensis* (Campanien-Maastrichtien inférieur), *P. gallowayi* (Campanien supérieur-Maastrichtien infé-

rieur), *Dictyomitra kosloval* (Campanien supérieur), *D. multicostrata* (Campanien supérieur-Maastrichtien) et *Amphypindax tylosus* (Campanien supérieur-Maastrichtien), cependant que les palynomorphes et foraminifères agglutinés ont donné un âge crétacé supérieur-paléocène.

Au Cerro San Vicente (Barrage) affleurent des pélites siliceuses qui ont été aussi considérées comme appartenant à la Fm Santa Elena par Jaillard *et al.* [1993].

2.4.2. Roches rapportées au paléocène (Groupe Azúcar ?)

A San Jeronimo (coord. 9756,1-603,5, km 19 route de Salinas) existent des turbidites en bancs métriques (Tab), qui ressemblent à celles de la Fm Cayo. Elles montrent des galets de pélites tufacées, localement convolutées et des intercalations de pélites vertes et de grès tufacés décimétriques à dykes sédimentaires.

Une étude au microscope (M # PO-140) a montré une greywacke à grain fin à matrice calcitisée (20 %), quartz (15 %), plagioclases (labradorite, 40 %), débris de roches ignées à grain fin ou porphyrique (23 %) et minéraux mafiques (2 %), principalement de la hornblende, un peu de muscovite et de rares augites. Cette composition liée à une origine d'arc magmatique n'est pas comparable à celle de la Fm Azúcar constituée par des grès quartzeux à muscovite et débris de roches métamorphiques et se rapprocherait plutôt de celle de tufs et grès de la Fm Guayaquil. Cependant dans cette formation on n'a pas signalé de muscovite. En accord avec Marksteiner et Aleman [rapport AMOCO-PE, 1991], ces roches ont comme source un arc magmatique alors que celle des roches Azúcar de la Peninsula ont comme source un orogène recyclé [Moreno, 1983].

Des roches de même composition ont été observées sur la route vers Salinas entre San Jeronimo et le pont sur le Rio Chongón. En cet endroit on a déterminé un âge paléocène avec les foraminifères agglutinés *Rzehakina epigona*, *Bathysiphon gerochi* et *Spiroplectamina spectabilis*, mais ces formes sont peut-être remaniées. A l'amont de la même rivière dans le site San Vicente (submergé maintenant par le barrage) existent des conglomérats métriques granoclassés (debris flows), des grès turbiditiques décimétriques (Tabcde) et des pélites vertes en séquences strato-décroissantes ; une structure en flamme métrique dans l'un de ces conglomérats est en faveur d'une origine à partir de courants denses. La composition minéralogique de ces grès est similaire à celle de San Jeronimo.

2.4.3. Conclusion

Les roches crétacées sont par leur déformation, leur âge et leur lithologie prédominante, corrélables avec les roches de la Fm Santa Elena. Cependant à San Juan existent des écaillés de greywackes qui ressemblent à celles de la Fm Cayo qu'on ne connaît pas dans la Peninsula.

Les roches paléocènes sont *grosso modo* corrélables en âge avec le Groupe Azúcar, mais leur composition litho-feldspathique montre qu'elles proviennent d'un arc magmatique et donc que leur origine est nettement différente.

L'Alto Chongón-San Vicente comporte donc des faciès crétacé supérieur corrélables avec les roches très déformées de la Fm. Santa Elena et Cayo et des faciès paléocènes corrélables par l'âge et le paléomilieu avec les roches du groupe Azúcar mais avec l'influence d'une source type arc magmatique. L'Alto peut constituer un panneau de croûte coincé entre la Peninsula et la CCC après une épisode de raccourcissement de valeur non précisée.

2.5. Le Groupe Ancón

Il comprend des roches silico-clastiques d'âge éocène qui tirent leur nom du champ pétrolier d'Ancón exploité entre 1906 et 1967 par la compagnie anglaise Anglo Ecuadorian Oilfields (AEO) ; les formations qui constituent le groupe sont Clay Pebble Beds (CPB), Socorro, Seca et Punta Ancón. On y adjoint, dans la Fm CPB, les roches connues sous les noms de Passage Beds et Grès Santo Tomás.

Des roches corrélables avec le Groupe Ancón affleurent plus au Nord, entre Ballenita et le petit champ pétrolier de Pacoa et dans la plate-forme continentale voisine. On en a aussi identifié sur la marge Ouest du Bassin de Progreso, à la limite avec la Peninsula, et dans plusieurs forages d'exploration pétrolière. Les zones les mieux connues d'Ancón et de Pacoa vont nous servir de référence.

2.5.1. La Coupe d'Ancón du Groupe Ancón (fig. 36)

Les roches du Groupe Ancón (fig. 34) affleurent sans interruption tout au long des 21 km de falaises marines d'Ancón entre la petite Péninsule de Punta Ancón au NO (coord. 9744,0-511,8) et Punta Mambra au SE (coord. 526,3-9736,3).

2.5.2. Les Passage Beds (Couches de transition)

A la base du Groupe Ancón existent les Passage Beds. Ces roches sont connues seulement dans le sous-sol d'Ancón (fig. 36) et ont été définies par Marchant [1956] comme les couches de transition entre le Groupe Azúcar et le Groupe Ancón. D'après notre travail elles constituent la base de la Fm CPB. Avant Marchant elles ont été appelées Atlanta Shale puis considérées comme faisant partie de la « Matrice » du Complejo Olistostromico.

Brown [1935, p. 5] a défini les Atlanta Shales comme « des pélites dures à couches minces de grès, non différenciables en apparence des grès d'Atlanta, avec un assemblage caractéristique de foraminifères et comportant les mêmes Discocyclines ; la distribution de

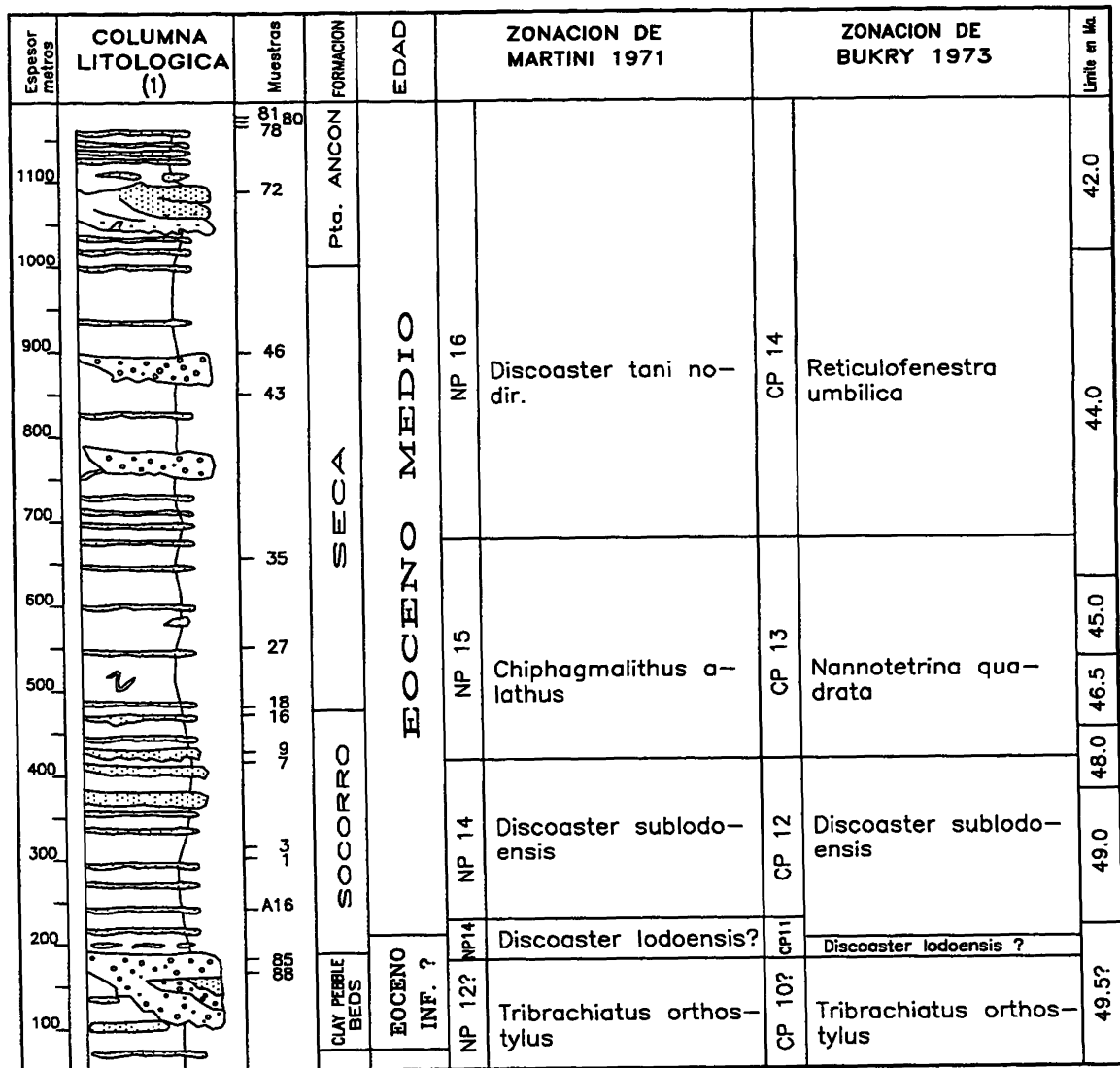


Fig. 34. - Colonne stratigraphique des roches du Groupe Ancón (Punta Ancón - Punta Mambra) d'après Montenegro, 1988] et biostratigraphie des nannofossiles [d'après Jimenez et Mostajo, 1990].

ces roches est très irrégulière et l'épaisseur est variable ».

Les grès à Discocyclines ont été appelés Middle Grits par Sheppard [1937]. L'idée générale que les « Middle Grits », appelés aussi « couches à Discocyclines » ou « grès à Discocyclines » [Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Small, 1962] sont équivalents ou forment une partie des grès Atlanta (= Groupe Azúcar) résulte d'une lecture peu attentive du travail original de Sheppard [1937, p.130] qui a défini ces termes. Celui-ci indique que « sous la Fm CPB on rencontre des grès et des pélites gréseuses passant vers le bas à des grès qui contiennent des Discocyclines dans leur partie supérieure », et il établit qu'ils sont corrélables avec les formations Saman, Restin et Pariñas, celles-ci sont des sédiments d'âge Éocène supérieur affleurant au Pérou. A l'évidence Sheppard ne parlait pas du Groupe Azúcar mais seulement des « couches de transition », les « Passage Beds » de Marchant [1957].

Lithostratigraphie

Marchant [1957], qui a revu la définition de Brown avec de nouvelles informations sur les forages, indique que les références sont très imprécises, probablement parce que Brown a travaillé seulement avec des « cuttings » de forage et que, l'habitude à Ancón a été de placer sous le nom d'Atlanta Shales toutes les roches qui se trouvent en dessous des faciès typiques du CPB et au-dessus de ceux typiques des Grès Atlanta. D'après Marchant, cette habitude a pour cause la pratique des géologues de forage de placer des contacts formationnels à l'aide des diagraphies électriques ; dans celles-ci les Grès Atlanta présentent de hautes valeurs de résistivité (± 20 ohm), la CPB présente des valeurs très basses (1 à 2 ohm) et toutes les roches à valeurs intermédiaires ont été considérées comme des Atlanta Shales.

Afin de connaître à quoi correspond la transition signalée par les diagraphies, Marchant [1956] a exécuté plusieurs études sur des carottes de forages, cuttings et

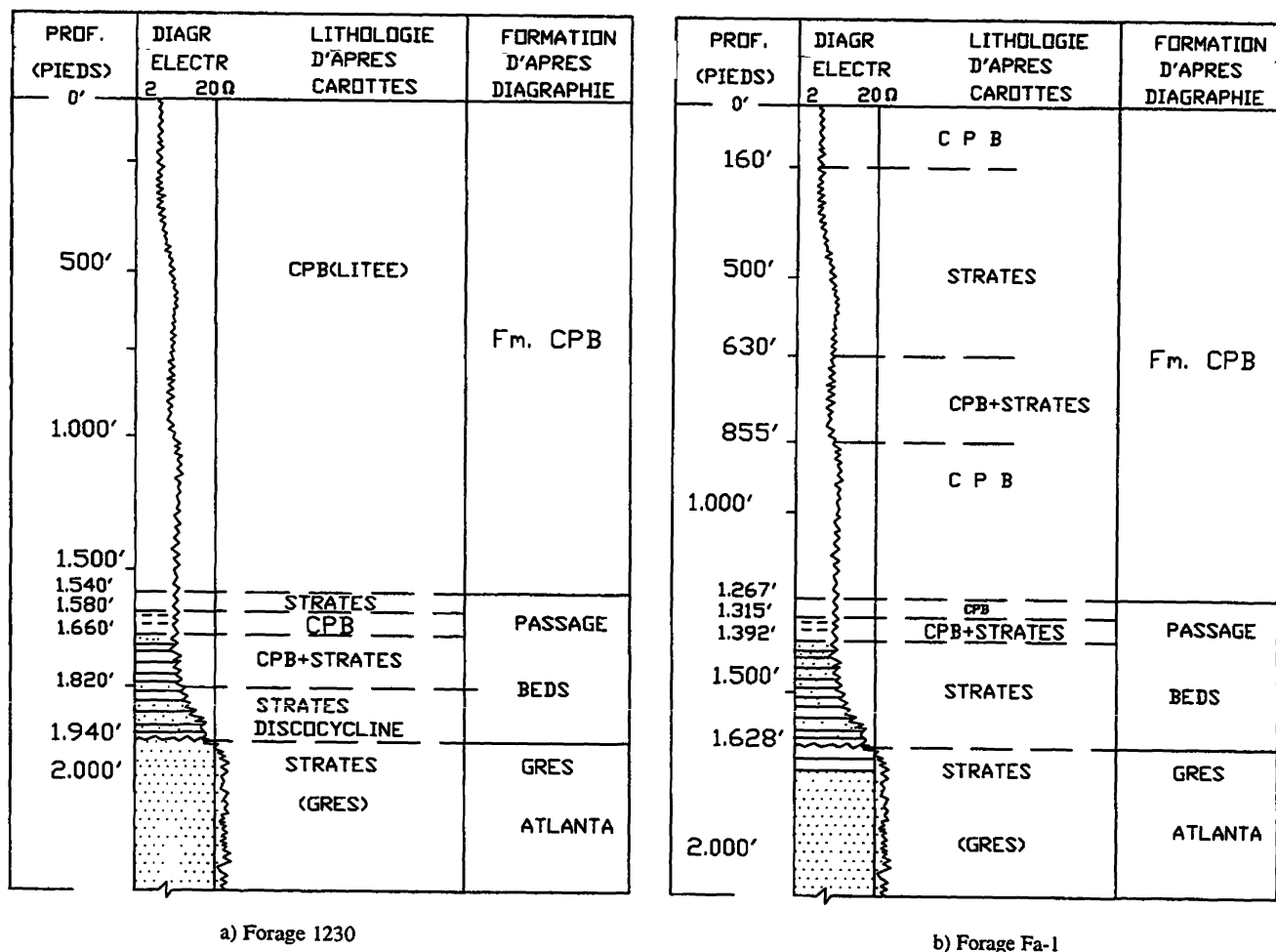


Fig. 35. – Forages carottés 1230 et Fa-1 qui montrent la signification des "couches de transition" ou "Passage Beds" de Marchant (1956). Celles-ci font partie de la base du cycle de sédimentation du Groupe Ancón.

diagraphies. Dans le forage carotté No.1230 (fig. 35-a) il a constaté que les couches de transition correspondent à deux types de séquences :

- Au sommet (1660'-1820') des intercalations de lithologies type CPB et de couches minces de grès friables, argileux et de grès calcaires durs, à grain moyen à grossier.

- A la base (1820'-1940') prédominent des grès semblables à ceux de l'unité sus-jacente et des argilites noires à débris charbonneux ; un banc de grès proche de la base montre des galets mous (1935') ; ces grès renferment des Discocyclines (ce sont les Middle Grits de Sheppard).

Dans le forage carotté CH-Fa-1 (fig. 35b), Marchant a décrit une transition similaire à celle du forage 1230. En fait il a montré que les diagraphies permettent seulement de définir le sommet des Grès Atlanta (quand il n'y a pas de problèmes de cimentation), tandis que la zone de transition des diagraphies avec le CPB ne correspond pas à un changement lithologique précis. De la même façon les cuttings ne peuvent pas permettre de définir le contact entre CPB et couches de transition et il conclut que cette transition peut seulement être étudiée à l'aide de carottes. Il a donc recommandé d'abandonner le terme d'Atlanta Shales et de les nommer simplement

« Passage beds ». Il est à noter que Marchant [1956, p. 28] n'a pas noté de différences de pendages entre les Passage beds et les roches sus-jacentes.

Cependant le même Marchant dans un article de synthèse [1961, p. 223] hésite à placer les « Passage beds » dans le Groupe Ancón en considérant que « l'on admet généralement que les couches à Discocyclines sont indicatives des Grès Atlanta ». En plus, il avait déjà noté [1956 p. 20] que les couches à Discocyclines sont « moins dures, moins calcaires, donnent des valeurs de résistivité moindres et contiennent plus d'intercalations argileuses que le corps principal des Grès Atlanta ». Par ailleurs Azad [1964, p. 23], en utilisant pour la première fois des diagraphies de plongement (dipmeter log), établit qu'« il y a probablement une discordance structurale entre les Grès Atlanta et les Passage Beds sus-jacents ».

En conclusion, les Passage Beds ont été placés dans le Groupe Azúcar sur la fausse idée que les Discocyclines ont été rencontrées dans le Grès Atlanta. Il faut remarquer que jusqu'à présent on n'a pas trouvé de Discocyclines dans le Groupe Azúcar hors d'Ancón alors qu'elles sont communes dans la Fm CPB sus-jacente. En réalité, ces niveaux sont probablement en discordance angulaire sur le groupe Azúcar et forment

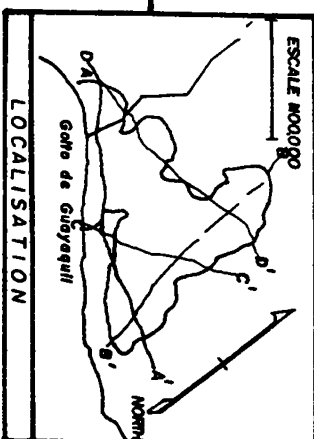
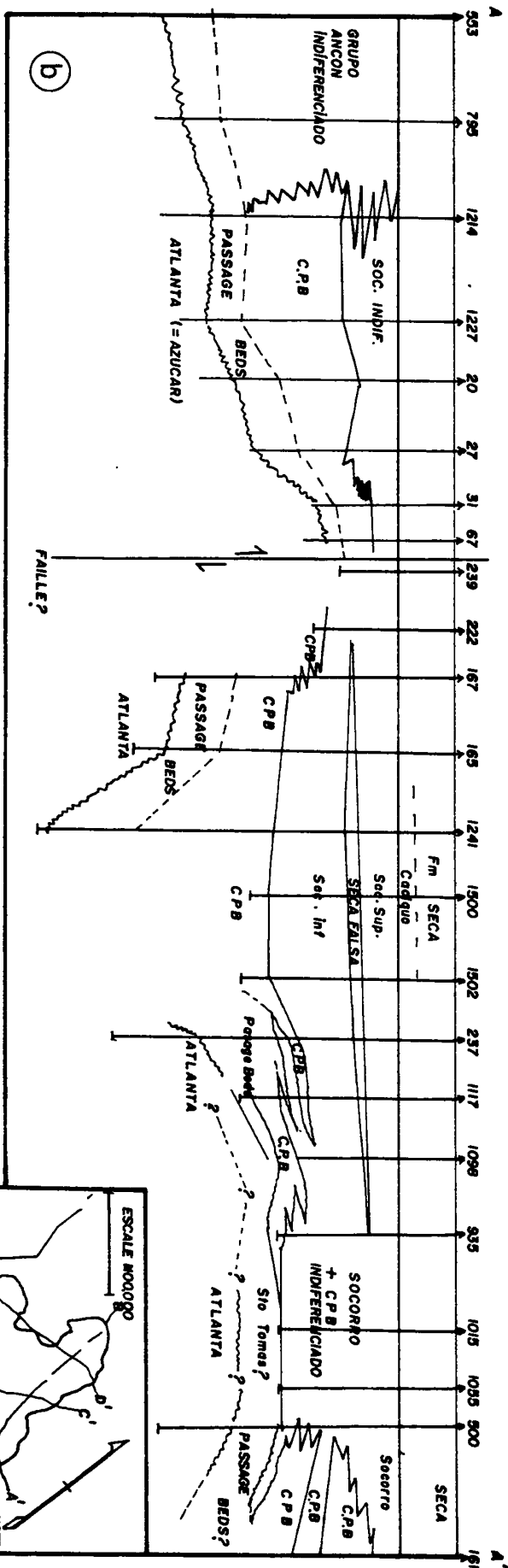
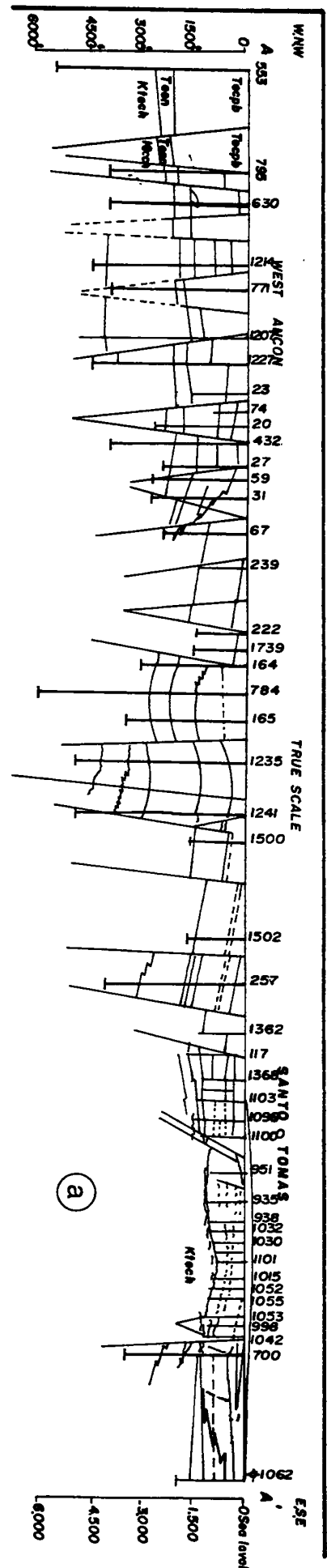


Fig. 36. - a) Coupe de Small [1962], profondeurs en pieds. b) Reconstruction paléogéographique d'une coupe E-O du champ Ancón basée sur des données de Small [1962].

une transition vers les faciès typiques de la Fm CPB. Cette conclusion est en accord avec celles de Sauer [1965, p. 135] et de Tschopp [1948, p. 30].

Small [1962] et Azad [1964] ont observé la grande variabilité d'épaisseur des Passage Beds et du CPB. Tous deux ont établi que les deux formations ont une plus grande épaisseur dans les endroits où le Grès Atlanta se trouve plus profond (150 à 500 m), et par contre une moindre épaisseur quand celui-ci se trouve moins profond (0 à 150 m). D'après Small [1962] cette différence d'épaisseur implique un dépôt contemporain de la déformation et de l'érosion des roches pré-Ancón. D'après Azad [1964] la variation d'épaisseur est « un produit du diastrophisme postérieur au dépôt des Passage Beds suivi d'érosion sur les zones soulevées et préservation et possible duplication par slumping dans les creux » ; il pense aussi qu'au-dessus des Passage Beds se trouve une discordance érosive.

Biostratigraphie

La présence de *Discocyclina anconensis* et *D. sheppardi* [Vaughan in Barker, 1932] dans les Passage Beds (elles se trouvent aussi dans la Fm San Eduardo) semble confirmer un âge éocène inférieur à moyen (partie inférieure). Tschopp [1948, p. 19] a donné un âge éocène inférieur élevé d'après les macroforaminifères et la position stratigraphique.

Polugar [in Small, 1962] signale un âge éocène inférieur d'après l'assemblage de foraminifères : *Robulus gutticostata*, *R. americanus* var., *Nodosaria vertebralis*, *Globigerina* aff. *stonei*, *Globorotalia* aff. *acuta*, *G. crassata*, *G. aequa*, *Spiroplectamina gryzbowskii*, *Rzehakina epigona lata*, *Discocyclina* sp., *Operculinoides* sp. et *Bathysiphon* sp. mais précise que l'âge pourrait aller du Paléocène à la base de l'Éocène

Paléomilieu de dépôt

La présence de Discocyclines dans les grès de base indique d'une part qu'elles sont remaniées et d'autre part qu'elles proviennent d'une source peu profonde contemporaine comme c'est le cas pour la Fm San Eduardo mais avec un apport terrigène local plus important. Le mélange de faunes peu profondes et plus profondes indique un milieu probablement assez profond avec remaniement de dépôts littoraux. Ceci est en bon accord avec l'existence de variations d'épaisseurs des Passage beds puisque les zones les plus épaisses correspondent à des creux structuraux. Ceci suggère le remplissage rapide d'une paléotopographie résultant d'une déformation du Groupe Azúcar, suivie d'érosion, probablement à la base de l'Éocène inférieur (fig. 36).

2.5.3. La Formation Clay Pebble Bed sensu stricto (CPB s. s.)

Introduction historique

La Fm CPB *sensu stricto* a été au centre d'une discussion géologique de longue durée. Elle a été définie par Barrington Brown [rap. inédit AEOL No. 6,

1922] et tout de suite Brown et Baldry [1925] ont lancé la polémique en publiant l'hypothèse selon laquelle les roches de type CPB constituaient des brèches de chevauchement (thrust fault).

Sheppard [1927] présente ensuite des arguments en faveur d'une origine clastique. Busk [1929] essaie de réconcilier les deux hypothèses en acceptant que les roches, étant clastiques, ont été déposées au front d'escarpements de failles chevauchantes, puis chevauchées. Baldry [1932] établit la présence dans le NO péruvien de faciès semblables au CPB. Sheppard et Bushnell [1932] acceptent l'idée que des brèches se forment au front de chevauchements dans le SO équatorien, mais remarquent que celles-ci sont différentes des faciès CPB qui sont d'origine sédimentaire. Sheppard [1937] en développant l'hypothèse d'une origine clastique suggère que le CPB serait le résultat de coulées de boues subaériennes provenant des Andes.

Brown [1938] remplace l'interprétation initiale de « crushed breccia » par un mécanisme compliqué de glissements d'origine gravitationnelle en milieu marin, hypothèse similaire à celle des « slip planes » et « breccia zones » que Baldry [1938] a invoquée dans le NO péruvien. Busk [1940] applique les idées de Brown et Baldry à l'étude de la petite Péninsule de Punta Ancón en concluant que « les roches ne sont précisément pas des unités stratifiées, mais un empilement de masses glissées (slices) avant complète lithification ». Cette interprétation est à l'origine de toute la conception « olistostromique » d'Azad.

Un reflux dans la montée des « théories gravitationnelles » se trouve dans les travaux de Marchant [1956 à 1961] et Marchant et Black [1961]. Ces derniers avec des arguments sédimentologiques modernes ont établi que les CPB sont les produits de glissements synsédimentaires sous-marins et non ceux d'une tectonique gravitationnelle. Small [1962], dans le cadre déjà établi par Marchant, a développé un important travail de corrélation stratigraphique dans le champ d'Ancón.

Sans réfuter les travaux menés par Marchant et Small, les théories gravitationnelles ont repris l'actualité avec Azad [1968] et Colman [1970], non seulement sur la CPB mais sur toute la Péninsule en donnant origine à la définition du « Complejo Olistostromico de Santa Elena » dont on a déjà parlé. Le CPB serait dans cette conception une unité tectonique nommée « Olistostromo CPB ». Cette hypothèse a été acceptée avec enthousiasme à un moment où n'étaient pas encore bien connus les fondements de la tectonique des plaques, ni le caractère tectono-sédimentaire de l'avant-arc, raison pour laquelle Benítez [1983] a insisté sur la nécessité d'étudier les roches de la Péninsule de ce nouveau point de vue.

Épaisseur et localité type

Le sommet de la Fm CPB affleure dans les falaises d'Ancón en face du Club Ancón depuis la Quebrada La Clinica jusqu'à la Quebrada Socorro sur près de 3 km de

long. Cette section est presque parallèle à la direction régionale des couches, il n'est donc pas possible de lever une grande épaisseur stratigraphique. D'après les estimations de Baldry [1925] et de Marchant [1956] elle ne devrait pas être supérieure à 60 m (200'). Si l'on considère un plongement régional de 7° vers le SE, l'épaisseur maximum observable serait de 180 m.

En forage l'épaisseur peut varier de 0 à 457 m (1500') d'après Marchant [1956] ou à 760 m (2500') d'après Small [1962] et de même que les Passage Beds, les plus grandes épaisseurs se trouvent dans les creux structuraux d'Atlanta et, à l'inverse, les moindres épaisseurs sont sur les soulèvements d'Atlanta. D'après Marchant la localité type devrait être choisie dans la Quebrada Socorro et dans le forage type Fa-1 (localisé à l'embouchure de la Quebrada Socorro) où a été mesurée une épaisseur de 400 m.

Lithostratigraphie

La Fm CPB est constituée par une masse argileuse (ou matrice) prédominante [> 80 % d'après Marchant, 1961] de couleur gris verdâtre, non calcaire, à galets polis, anguleux à subanguleux, de la même composition, que Baldry [1925] a appelé « clay pebbles ». Baldry les a décrit comme suit : « ce sont des galets d'argile durcie immergés dans une matrice argileuse plus tendre ; leur taille est variable depuis le diamètre d'une tête d'épingle jusqu'à 3 pouces (8 cm) et ils présentent une bordure

polie de couleur ferrugineuse ». Il mentionne aussi des blocs arrondis, des grès et des conglomérats, des calcaires à foraminifères, des quartz arrondis et polis, des concrétions calcaires et des foraminifères.

Marchant [1961] fournit une composition moyenne des galets de roche dure sur l'étude de 5 échantillons (B26 à B30) :

LITHOLOGIE	NOMBRE DE GALETS	%
Roche ignée	1	0,5
Quartzite noir	26	12
Quartz blanc	1	68
Argile dure	2	1
Mudstone	61	29
Grès	29	14
Débris calcaires	77	35
TOTAL	212	100 %

Dans deux échantillons pris dans la falaise : l'un en descendant du Club Ancón et l'autre près de l'embouchure de la Quebrada Socorro, on a compté 128 galets choisis à la main parmi ceux d'un diamètre supérieur à un centimètre de diamètre ; on a rencontré la composition suivante :

<i>Lithologie des galets de la Fm CPB</i>	%
- Siltite gris verdâtre, calcaire, à blocs de forme ellipsoïdale ou irrégulière, à patine brillante, de couleur verte, marron ou noir bronze	24
- Siltite gris verdâtre non calcaire, blocs de forme irrégulière à patine brillante (6 %) et sans patine (6 %)	12
- Siltite gris verdâtre calcaire, sans patine, blocs de formes variées	9
- Siltites non calcaires, de couleur rouge, brique, jaune, blocs de formes variées, sans patine	7
SUBTOTAL SILTITES	52 %
- Grès fin à moyen, verdâtre, calcaire, 2 % à patine	13
- Grès fin silteux, non calcaire, 3 % à patine	15
- Grès grossier à très grossier, gris, non calcaire	1
SUBTOTAL GRES	29 %
- Calcaire argileux gris, 3 % à patine	7
- Calcaire lité	1
- Calcarénite	1
SUBTOTAL CALCAIRE	9 %
- Quartz arrondi	5
- Quartzite	2
- Chert	2
SUBTOTAL QUARTZEUX	9 %
- Bitume	1
TOTAL	100 %

Seuls les éléments présentant une patine bronze sont de véritables « clay pebbles ». Ceux-ci sont très semblables à l'œil nu, même si les lithologies diffèrent par leur teneur en carbonates ou par la taille des grains. En conclusion les « clay pebbles » sont des galets de roches silico-clastiques fines, en majorité à ciment calcaire, d'origine intra-formationnelle et qui ont subi très peu de transport. D'après Lonsdale [1977, p. 13], le polissage brillant peut être dû à l'altération des galets en milieu marin avant leur transport et dépôt.

La composition montrée par le tableau ci-dessus est comparable à celle rapportée par Marchant si l'on considère que nos grès calcaires (13 %), siltites verdâtres, calcaires sans patine (9 %) et calcaires (9 %) correspondent à l'ensemble des débris calcaires de Marchant.

Aux environs de l'embouchure de la Quebrada près du contact avec la Fm Socorro sus-jacente, on a observé des niveaux à nombreux blocs de grès de tailles centimétriques à métriques qui ont l'allure de conglomérats ou de brèches sédimentaires ; ces blocs de grès peuvent présenter aussi une couche superficielle oxydée montrant une altération d'origine probablement sous-marine comme dans les « clay pebbles ».

Les galets de roches exogènes comme le quartz, les quartzites, les cherts et roches ignées sont probablement remaniés du groupe Azúcar. La présence de galets de calcaires à foraminifères et de roches métamorphiques vertes [slates, Sheppard, 1937] n'a pas été confirmée par cette étude, non plus que par celles de Marchant [1956] et de Small [1962].

A noter l'observation de blocs de siltites litées affectés par des failles normales synsédimentaires antérieurement à leur resédimentation [comm. pers. G. Mascle, 1993].

La Fm CPB n'est pas seulement constituée par la lithologie typique qu'on vient de décrire. On observe communément l'intercalation de roches stratifiées, par exemple dans la Quebrada Socorro et qui ont été aussi rencontrées en forage (Fa-1) d'après Marchant [1956]. Dans les falaises d'Ancón nous avons constaté que ces intercalations peuvent être en contact tectonique avec le faciès des Clay Pebbles, souvent par l'intermédiaire de failles chevauchantes, et montrent des déformations compressives parfois impossibles à distinguer de slumps ; à 600 m au NO de la Quebrada Socorro on a observé une succession comportant des roches turbiditiques bien stratifiées à la base, puis des slumps et au sommet des faciès CPB typiques les épaisseurs étant respectivement de 5, 10 et 20 m.

En outre, il a été montré qu'existe une transition verticale graduelle entre les Passage Beds bien stratifiées et les CPB s.s. [Marchant, 1956] ; enfin dans le sous-sol d'Ancón les forages montrent de nombreuses intercalations de roches bien stratifiées au sein de la Fm CPB [Marchant, 1961, p. 323]. Il existe aussi une transition latérale avec les grès Santo Tomás.

Biostratigraphie

A partir de plusieurs travaux paléontologiques, Bristow et Hoffstetter [1977] indiquent un âge éocène moyen avec les foraminifères *Helicolepidina* sp., *Operculina ocalaana*, *Operculinoides floridensis*, *Operculinella nummulitiformis*, *O. willcoxi*, *Gypsina globulus*, *Lepidocyclina* var. *douvillei*, *L. peruviana*, *L. ecuadorensis*, *Hastigerinella colombiana*, *Globorotalia crassata* et *Truncorotalia topilensis*.

Selon Jimenez et Mostajo [1990] les nannofossiles calcaires (*Discoaster lodoensis*, *D. sublodoensis*, *D. kuepperi*, et *Tribrachyatus orthostylus*) suggèrent la zone NP13 (= CP10) de l'Yprésien supérieur ; toutefois l'association de *D. lodoensis* et *D. sublodoensis* indique un âge NP14 qui correspond à la base de l'Éocène moyen (= P10) ce qui implique que *T. orthostylus*, d'âge éocène inférieur, soit remanié.

Les échantillons PO-51, 52 et 53 rapportés par Jaillard *et al.* [1993] au CPB, correspondent d'après sa cartographie plus détaillée à la Fm Socorro, ce qui explique que leur âge soit dans les zones P11-P12 de l'Éocène moyen. Le sommet de la Fm CPB appartient vraisemblablement à l'Éocène moyen basal (zone P10A) et le corps principal de la formation, qui n'a pas été daté, pourrait correspondre à l'Éocène inférieur.

Paléomilieu de dépôt

En accord avec Marchant [1956 à 1961] et Marchant et Black [1961] les CPB sont les produits de glissements synsédimentaires et non ceux d'une « tectonique gravitationnelle ». Cette formation est constituée fondamentalement par des produits de coulées denses de type mudflow ou debris flow déposées en milieu marin. On y trouve aussi des intercalations de roches stratifiées turbiditiques. En se fondant sur une reconstruction palinspastique d'une coupe E-O du champ Ancón je propose de considérer les CPB comme des dépôts de canyon sous-marin de la base d'une séquence de remplissage (fig. 36).

2.5.7. Grès Santo Tomás

C'est un nom local donné par les géologues de l'AEO à des grès connus seulement dans le sous-sol dans le secteur de Santo Tomás à l'extrémité SE du champ d'Ancón. Ils ont été corrélés avec les Grès Tigre du NE du champ d'Ancón par Small [1962] qui les a considérés comme un conglomérat basal du CPB.

La position stratigraphique de ces grès [Bristow et Hoffstetter, 1977] est confuse. Sous ce nom on inclut trois unités rocheuses différentes comme cela apparaît sur la coupe palinspastique préparée à partir des données de Small (fig. 36). Il s'agit :

a.- de couches de grès à galets, localisées entre les Passage Beds et la CPB (forages 1117 et 700), ce qui est en accord avec la définition de Small ;

b.- de couches qui sont corrélables avec les Passage Beds (forages 1098 et 1117) ;

c - de couches probablement plus altérées du sommet du Grès Atlanta (forages 1015 et 1055) non différenciables par diagraphies d'après Small [1962].

Si l'on considère que les couches a. et b. sont représentatives des Grès Santo Tomás, il s'agit de grès des Passage Beds et de la base de la Fm CPB. Ils constituent donc l'équivalent latéral bien stratifié de la Fm CPB, déposé sur les flancs d'un paléo-relief structural qui existait dans la zone de Santo Tomás et de Tigre (fig. 36). En cet endroit il n'est pas différencié des Passage Beds (que Small a appelés Fm. Engabao). Les Grès Santo Tomás étant un équivalent latéral (au moins en partie) des CPB, peuvent être considérés comme un Membre de cette formation, quoiqu'il soit encore nécessaire d'aboutir à une meilleure définition. Ces grès ne sont pas datés.

2.5.8. La Formation Socorro

Il existe plusieurs définitions de la série qui a été appelée Socorro dans le champ d'Ancón. On utilisera la définition de Murray [1925] qui a été la plus utilisée par les géologues d'AEO et qui a été reprise par Marchant [1957] en y introduisant des concepts sédimentologiques modernes. D'après ces auteurs, la Fm Socorro est constituée par des grès turbiditiques et des pélites qui surmontent la Fm CPB et sont sous-jacents aux pélites de la Fm Seca ; ces grès constituent le deuxième réservoir du champ d'Ancón.

La même définition a été adoptée par Small [1962], Azad [1964] et Sigal [1968]. Puis les théoriciens du Complejo Olistostromico [Azad, 1968 et Colman, 1970] ont considéré que l'unité n'avait pas de valeur stratigraphique, mais seulement tectonique et en conséquence l'ont appelée « Socorro Slice ». Ceci a été accepté par les auteurs du Lexique Stratigraphique [Bristow et Hoffstetter, 1977].

Lithostratigraphie

La Fm Socorro affleure dans les falaises marines d'Ancón, depuis le Club Ancón, pendant 2 km jusqu'à l'usine de dessalement ; cette section a été considérée comme la localité type par Marchant [1956]. A partir de ce point, et sur un kilomètre vers le SE, la partie supérieure de la Fm Socorro, répétée par faille, affleure à nouveau et passe en concordance aux pélites de la Fm Seca. Enfin une section équivalente, bien que moins gréseuse, se trouve au NO d'Ancón entre la Quebrada Socorro et Anconcito.

Dans la localité type, Marchant [1956] a mesuré une épaisseur de 390 m (1275') et un peu moins dans une coupe du village d'Ancón. Les données du sous-sol indiquent une épaisseur maximale de 457 m (1500').

A la base de la formation on rencontre un grès, visible au-dessous du Club Ancón. Il est formé de barres métriques de grès saturés de pétrole ; les bases des barres sont conglomératiques, érosives, fréquemment chenalisées, à figures d'échappement de fluides, et leur

épaisseur est variable. 1 à 2 km au NO de la Quebrada Socorro le grès basal a un caractère plus tabulaire et une épaisseur moindre, ce qui serait un reflet de sa position plus distale. D'après ses caractéristiques sédimentologiques ce grès basal a été déposé par des courants denses.

Au-dessus du grès basal, la formation est argilo-silteuse à intercalations de grès turbiditiques centi- à décimétriques et rarement métriques, qui forment fréquemment des séquences granodécroissantes près de la base. Vers le sommet, et en particulier dans les affleurements du NO, on observe des séquences grano-croissantes métriques (fig. 37) :

- à leur base elle comportent des argilites grises, massives, décimétriques ;

- au-dessus, viennent de fines intercalations de grès centimétriques avec des ondulites au sommet. Elles ont été interprétées comme des turbidites distales Tbc du Faciès E de Mutti.

- au sommet la séquence peut présenter des grès silteux centimétriques (Tbc), des turbidites décimétriques (Ta, Tabc) ou même des slumps et des figures de sismites.

Ce même type de séquence a été observé dans les couches stratifiées de la Fm CPB et dans des intercalations gréseuses de la Fm Seca. Dans cette dernière les argilites de la base sont plus laminées et présentent des niveaux à nodules calcaires centimétriques qui peuvent former des bancs minces.

La Fm Socorro a été subdivisée [Marchant, 1956] :

- un Membre Socorro inférieur plus gréseux

- une intercalation argileuse qui peut atteindre jusqu'à 50 m d'épaisseur appelée Seca Falsa (en absence de celle-ci la Fm Socorro est indifférenciée).

- un Membre Socorro supérieur moins gréseux sous-jacent à la Fm Seca.

Biostratigraphie

Dès les premières études géologiques de l'AEO des bancs de grès à « Orbitoides » ont été signalés. D'après Marchant [1956] les niveaux à Orbitoides se trouvent dans toute la formation. Montenegro [1988, inédit] a montré que les foraminifères sont une faune déplacée qui se trouve dans des turbidites.

La majorité des foraminifères trouvés dans les argilites sont benthiques (peu de planctoniques) ce qui rend difficile la datation. Par exemple Cushman et Stainforth [1951, in Bristow et Hoffstetter, 1977] ont déterminé un âge éocène moyen-supérieur, tandis que Polugar [in Small, 1962] signale l'Éocène supérieur.

Jimenez et Mostajo [1990] ont déterminé à la base de la formation un âge lutétien inférieur à moyen, biozone NP14B-NP15A (=2/3P10-P11) grâce aux nannofossiles *Discoaster subloboensis*, *Rhabdosphaera inflata*, et l'apparition de *Pemma suaveri*, *P. basquensis* et *Chiasmolitus grandis*, et le Lutétien moyen à supérieur, biozone NP-15 (=P10B-P12A) au sommet, avec

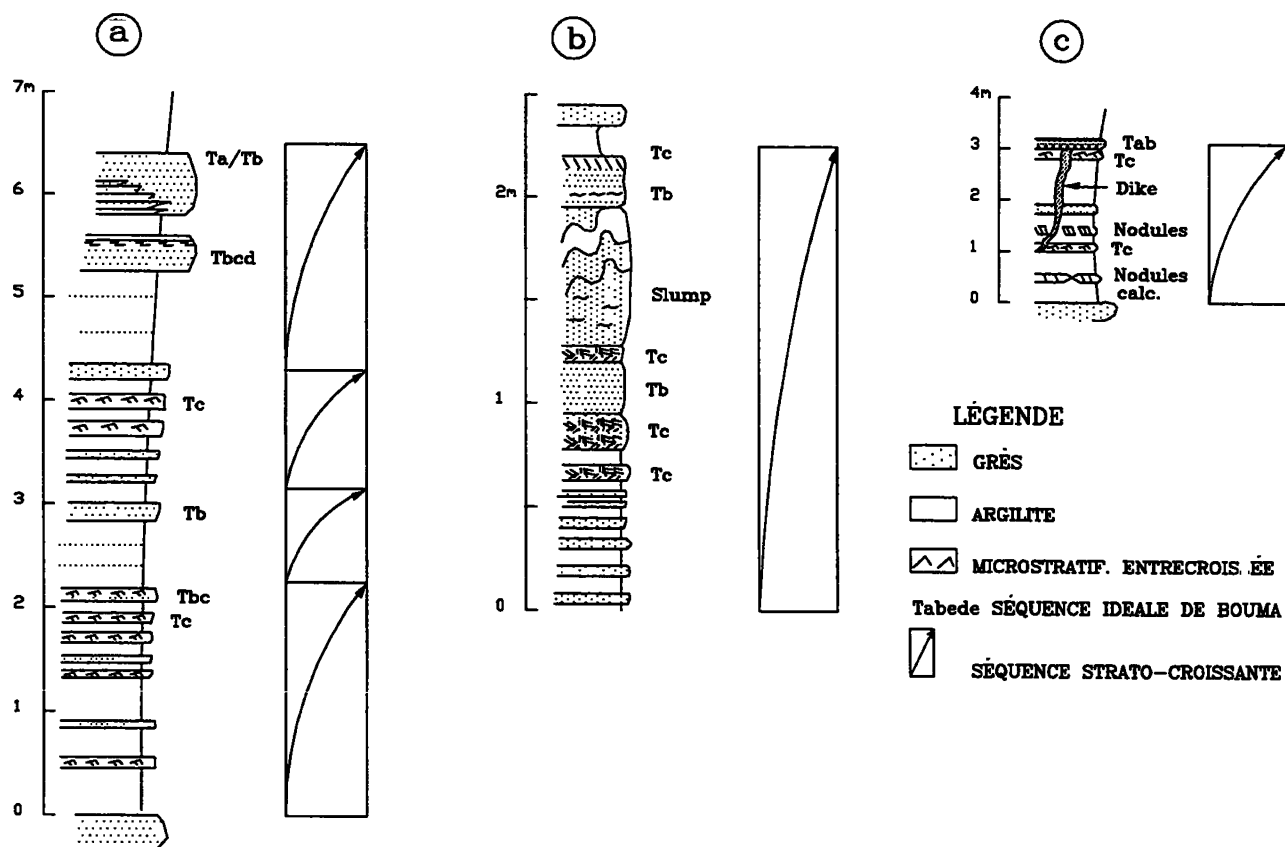


Fig. 37. – Séquences grano-stratocroissantes (coarsening-upwards) de la Formation Socorro (a et b) et de la Fm Seca (c), du champ d'Ancón.

Nannotetrina quadrata, *N. cristata*, *Chiasmolithus gigas*, *Ch. medius* et la première apparition de *Discoaster saipanensis*, *D. tani nodifer* et *Rhabdosphaera umbilica*. L'âge de la Fm Socorro se situerait donc dans les zones P2/310-P12A soit dans le Lutétien (sans la base, ni le sommet).

Dans le rapport de la convention PE-ORSTOM [Jaillard, et al., 1993] les échantillons P0-51, 52 et 53 prélevés au NO de la Quebrada Socorro ont été placés dans la Fm CPB ; une cartographie plus détaillée nous a montré qu'ils sont situés dans la Fm Socorro près de la base. La microfaune a permis de les dater du Lutétien moyen à supérieur, biozones P11-P12 grâce à :

- des foraminifères planctoniques : *Globorotaloides carcosellei*, *Globigerinathea* sp.

- des foraminifères benthiques : *Bathysiphon eocenica*, *Bulimina* aff. *microcostata*, *Cassidulina* sp., *Cibicides* sp., *Lenticulina* cf. *deformis*, *Nodosaria pyrula*, *Uvigerina* sp., et *Valvulinaria subbadensis*.

- des radiolaires : *Cenosphaera* sp., *Lithapium plegmacantha*, *Litocyclus ocellus*, *Lythocytis vespertilio*, *Phormocyrtis striata striata*, *Podocyrtis* aff. *diamesa*, *Spongotractus pachystylus*, *Stylosphaera minor brevihastata*, *Theocyrtis* sp., *Thyrsoyrtis triacantha*, *T. rhizodon*.

- des palynomorphes : *Cyclosphaera euribei*, *Deltoidospora* sp., *Retitricolpites* sp. et

Verrucatosporites usmensis, et des spores de champignons.

- des nannofossiles calcaires : *Chiasmolithus medius*, *Discolithus punctosus*, *Helicosphaera lophota*, *H. seminulum*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Rhabdosphaera* sp., et *Toweius callosus*.

Paléomilieu de dépôt

La présence de séquences turbiditiques grano-stratocroissantes métriques qu'on y rencontre suggère que la Fm Socorro correspondre à des dépôts d'éventail sous-marins. Elle constituerait la continuation du remplissage sédimentaire des creux topographiques qui avait débuté par le dépôt de Passage Beds et de la CPB (fig. 36). Les limites de la formation cartographiées par Marchant [1957] montrent qu'il s'agit de deux éventails correspondant au Membre Socorro inférieur et au Membre Socorro supérieur (fig. 41).

2.5.9. La Formation Seca

Elle a été définie en même temps que la Fm. Socorro sur laquelle elle repose en concordance. Du point de vue pétrolier c'est la formation imperméable du champ d'Ancón. Elle affleure dans les falaises marines à partir d'un kilomètre au SE de l'usine de dessalement jusqu'aux pointes Pita, Paz et Certeza. Elle a été étudiée par les géologues d'AEO et par Montenegro et Looor [1988].

Lithostratigraphie

Elle est constituée principalement par des argilites gris verdâtre à rares intercalations de grès fins. Vers le sommet de la formation les argilites prennent une couleur jaune-rouge par altération de gypse microcristallin ; on y trouve aussi du gypse en remplissage de fractures. L'épaisseur estimée est de 524 m (1720') pour Small [1962] et de 500 m pour Montenegro et Looor [1988]

À la base de la formation on distingue des argilites blanches à patine rougeâtre épaisses de plusieurs mètres, qui ont été appelées *Cacique Shales* par Murray [1925] ; d'après Marchant elles ne dépassent pas 60 m d'épaisseur dans la Quebrada Seca. Les argilites ont une fracture conchoïdale ; j'y ai observé des familles de diaclases obliques qui oblitèrent localement la stratification. Par leur aspect elles ressemblent à des pélites tufacées ou à des tufs mais aucune étude pétrographique n'a été effectuée pour le confirmer.

À l'embouchure de la Quebrada Engabao, et jusqu'à 500 m vers le SE, des grès sont observés ; Black [1957] les a appelés *Engabao Beds*. Ceux-ci constituent deux séquences complètes de petits éventails à caractère rétrogradant (fig. 38). Ils montrent :

- à la base des turbidites centi- à décimétriques et des argilites,
- au-dessus apparaissent des debris flows (interprétés comme mégaturbidites dans la séquence inférieure),
- au sommet existent des slumps décamétriques (dans la séquence supérieure).

Ces séquences pourraient appartenir à la Fm Socorro mais :

- dans toute la Fm Socorro on ne connaît pas de debris flows ou slumps d'une telle épaisseur ;
- d'après un contrôle sur des forages effectué par Marchant [1957], elles sont corrélées avec la base de la Fm Seca ;

– par ailleurs, tant Murray [1924 p. 1], que Marchant [1956] ont reconnu dans la Quebrada Seca (dans la Fm Seca) un niveau de « grès calcaire fin, bien stratifié et de pélites grises qui ont des formes qui rappellent des concrétions ; ils représentent un phénomène géologique exceptionnel qui semble défier toute explication » [Marchant, 1956, p. 29]. De telles couches « mystérieuses » sont probablement des slumps corrélables avec ceux des Engabao Beds ou des sismites ;

– enfin, l'âge des Engabao Beds correspond à la partie basale de la zone P14 du Bartonien inférieur comme on verra ci-dessous.

Biostratigraphie

Small [1962] a recompilé les longues listes de foraminifères benthiques identifiés par Stainforth [1948], Cushman et Stainforth [1951, Fm Jusa], Polugar [in Small, 1962] et qui permettent d'attribuer un âge éocène supérieur à la Fm Seca.

De nouvelles déterminations sur des nannofossiles et des radiolaires fournissent un âge éocène moyen, plus précisément lutétien moyen à bartonien inférieur. Jimenez et Mostajo [1990] ont caractérisé la partie moyenne de la zone NP15 sur la base de *Nannotetrina quadrata*, *N. cristata*, *Chiasmolithus gigas*, *Ch. medias*, *Discoaster saipanensis*, *D. tani nodifer* et *Rhabdosphaera umbilica* et la zone NP16 pour le sommet avec *Chiasmolithus solitus*, *Ch. modestus*, *Ch. expansus*, *Pemma distincta*, *Helicosphaera seminulum* et *Micrantolithus* sp. Tout ceci correspond aux biozones de foraminifères P11-P13, du Lutétien moyen au Bartonien inférieur.

Dans l'étude biostratigraphique de Jimenez et Mostajo [1990], deux échantillons prélevés dans les Engabao Beds (M # 35 et 36) ont donné un âge NP16. De même, Ordoñez in Jaillard *et al.*, [1993] a déterminé l'Éocène moyen terminal, zone P14 (avec *Globigerina eocaenica*, *Turborotalia* sp., *Globigerina officinalis* et les radiolaires *Cenosphaera* sp. et *Lithocyclia ocellus*) dans l'échantillon PO-74 prélevé dans les Engabao Beds dans un niveau argileux situé entre le debris flow et la mégaturbidite de la séquence inférieure, et rapporté à la Fm Punta Ancón. Ainsi, les Engabao Beds appartiendraient à la base de la zone P14, dans le Bartonien inférieur et seraient corrélables avec la Fm Seca et non avec la Fm Socorro.

Paléomilieu de dépôt

D'après la microfaune la Fm Seca s. s. correspond à des dépôts marins de plate-forme externe. Les Engabao Beds de Black [1957] sont des faciès d'éventail sous-marin proximal, équivalents en âge avec la Fm Seca s. s. et interstratifiés avec elle.

2.5.10. La Formation Punta Ancón

La Fm Punta Ancón ou Grès de Punta Ancón a été mentionnée pour la première fois par Brown [1922] puis par Murray [1925] tous deux géologues de l'AEO, qui ont établi la localité type dans les falaises marines entre le village d'Anconcito et la Pointe Ancón (longueur de 1 km), quoique la formation affleure sur toute la ligne de côte qui borde la petite Péninsule de Punta Ancón (fig. 39). Olsson [1931] a assigné ces roches à l'Oligocène moyen à l'aide de quelques mollusques et les a corrélées avec la Fm Zapotal. Sheppard [1937] pour les différencier de cette dernière formation leur a assigné un âge Oligocène inférieur. Les dernières études de l'AEO menées par Marchant [1956] et par Manley [1957] ont attribué cette formation à l'Éocène moyen terminal-Éocène supérieur.

D'autres affleurements reconnus comme appartenant à la Fm Punta Ancón se trouvent au SE du champ d'Ancón dans les Pointes Pita, Paz (fig. 40) et Certeza ainsi que dans le secteur de Ballenita-Punta Blanca au Nord de Santa Elena.

Lithostratigraphie

Dans la localité type la Fm Punta Ancón a près de 140 m d'épaisseur ; elle est en contact tectonique avec la Fm Socorro, visible dans le chemin d'accès à la plage d'Anconcito. La formation est faillée en distension provoquant une répétition fréquente des couches ; en outre des terrassements récents rendent difficile le levé d'une colonne de détail. Pour cette raison, notre colonne (fig. 39) a été calibrée avec celle de Marchant [1956]. Avec le même critère, Montenegro et Loo [1988] ont collecté des échantillons dans les mêmes niveaux étudiés par Manley et qui ont été réanalysés par M. Ordoñez.

Dans la localité type de la Fm Punta Ancón on rencontre : des grès gris, métriques à décimétriques, à bases érosives qui s'altèrent en couleur marron et des alternances de pélites grises qui s'altèrent également en couleur marron rougeâtre avec des grès laminés fins ; on y trouve le très célèbre *Grès Blanc de Punta Ancón* qui consiste en deux bancs de grès métriques, grossiers, tufacés, massifs, localement laminés ; on y rencontre aussi deux niveaux à débris de gastéropodes (*Anconia elenensis*) dans un grès grossier et dans une couche à éléments déformés signalée par Marchant [1956] et que j'ai interprété comme un slump.

Dans presque toutes les roches mentionnées on observe de fins débris lenticulaires de charbon qui soulignent une lamination parallèle caractéristique de 70 % de la colonne ; par contre on ne trouve que 7 % de stratifications entrecroisées et 23 % de strates massives. La présence de gypse secondaire dans la roche altérée est générale, ce que j'explique en invoquant la néoformation de ce minéral dans les conditions oxydantes actuelles à partir de minéraux sulfurés contenus dans la roche originelle formée dans des conditions réductrices. En effet on ne trouve nulle part de gypse synsédimentaire.

Un aspect sédimentologique remarquable est la présence de quelques niveaux que j'interprète comme des mégaturbidites métriques, débris flows et slumps qui caractérisent une paléopente instable comme source de ces roches. Ces faciès apparaissent de façon particulièrement nette :

- 1) à l'extrême Sud de la Pointe Ancón ;
- 2) dans la plage au Sud du port d'Anconcito.

En ces deux points on observe les caractéristiques suivantes :

- à la base, des brèches ou des conglomérats à matrice gréseuse à galets intraformationnels de pélites, de siltites et débris de plantes ; la gradation y est inverse ;
- au milieu, des grès massifs ou laminés, à grain moyen à grossier ; au point 2 on y observe des structures métriques d'échappement d'eau ;
- au sommet, des alternances de couches millimétriques de grès gris et noirs ; la couleur noire est due à la présence de fins débris de charbon et des minéraux lourds.

– au-dessus du corps principal on trouve dans les deux cas, des grès métriques à stratifications entrecroisées immédiatement recouverts par des siltites grises à charbon détritique, jamais en couches, qui s'altèrent en couleur marron chocolat à rouge jaunâtre à cause de la présence de sulfates. Ces séquences ont été interprétées comme des dépôts de plage par Jaillard *et al.* [1993].

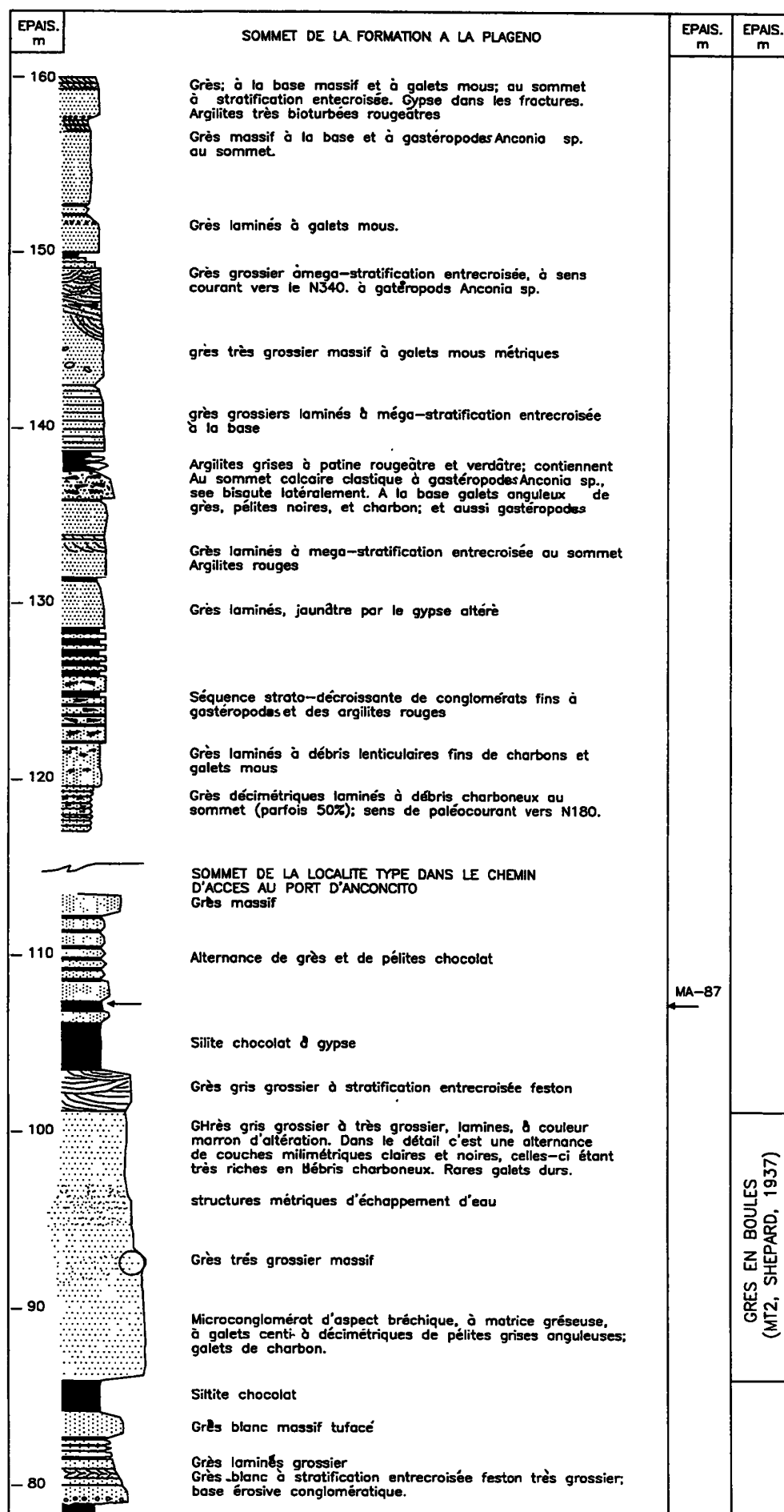
Au NO de la Péninsule de Punta Ancón, on a observé vers le sommet de la formation des séquences granodécroissantes constituées par : à la base, des conglomérats ou des bancs de grès métriques à décimétriques à galets mous (atteignant une taille métrique), à mégastratification entrecroisée ; au sommet de ces bancs grossiers on rencontre des niveaux de gastéropodes remaniés (*Anconia* sp. surtout) qui forment localement un niveau calcaire métrique chenalisé ; au sommet, les séquences culminent avec des pélites grises, à couleur d'altération rouge ou verte, très bioturbées, à microfaune de radiolaires. Ces séquences interprétées comme des dépôts de plage par Jaillard *et al.* [1993] sont interprétées ici comme des dépôts chenalisés.

Le même type de séquences granodécroissantes moins épaisses (près de 15 m) a été observé dans les Pointes Pita et Paz (fig. 40). Elles sont constituées :

- à la base, par un corps métrique de débris flow qui érode les pélites de la Fm Seca ; ils contiennent des galets de toutes tailles, voire métriques, de pélites, grès et argiles verdâtres. Le sommet du débris flow montre des faciès chenalisés de grès conglomératiques à stratifications entrecroisées ;
- au centre, apparaissent des grès décimétriques à métriques, à laminations parallèles et entrecroisées, parfois clairement turbiditiques, parfois massifs avec boules d'altérations, et des intercalations de pélites grises, à patine rouge, parfois très bioturbées, à microfaune de radiolaires. Une de ces intercalations est slumpée à Punta Paz.
- au sommet, viennent des pélites grises à patine rouge contenant des radiolaires plus nombreux tandis que les grès ont tendance à disparaître. Cette unité ressemble déjà à la Fm Seca ce qui à mon avis prouve que la Fm Punta Ancón est intercalée dans la Fm Seca.

Biostratigraphie

La seule macrofaune qui ait été trouvée dans la Fm Punta Ancón est constituée par des mollusques déterminés par Olsson [1931, *in* Sheppard, 1937] : *Thyasira stauffi* OLSSON, *Pleurophopsis peruviana* OLSSON, *Meretrix* cf. *canoensis* OLSSON, *Pitar mancorensis* OLSSON et *Anconia elenensis* OLSSON, ce dernier étant le plus abondant. D'une part cette faune est remaniée au sommet des bancs de grès et conglomérats. D'autre part elle est constituée d'espèces nouvelles provenant essentiellement de ce gisement. D'autres espèces ont été rapportées par Sheppard [1937] : *Nerita* sp., *Nuculana* sp., *Paphia* sp., *Leda stewarti*, *Barbatia* sp., *Polinices* sp. et *Thyasira* sp. qui n'apportent pas davantage d'informations stratigraphiques



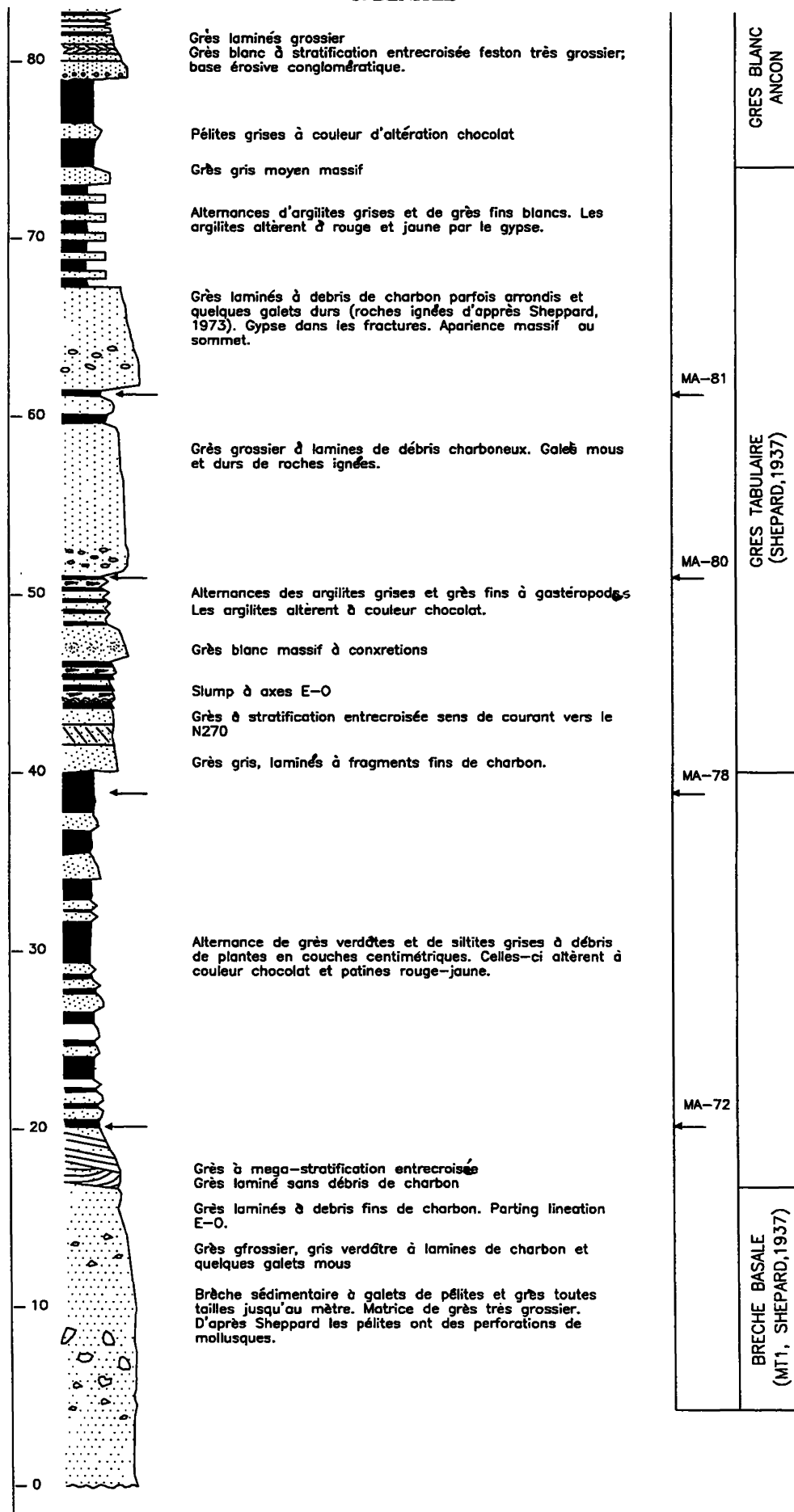


Fig. 39. – Colonne stratigraphique de la Fm Punta Ancón à la Péninsule de Punta Ancón. Au-dessus une colonne levée dans la plage NO. Au-dessous la colonne de la localité type entre le port d'Anconcito (à partir du chemin d'accès) et la Pointe Ancón.

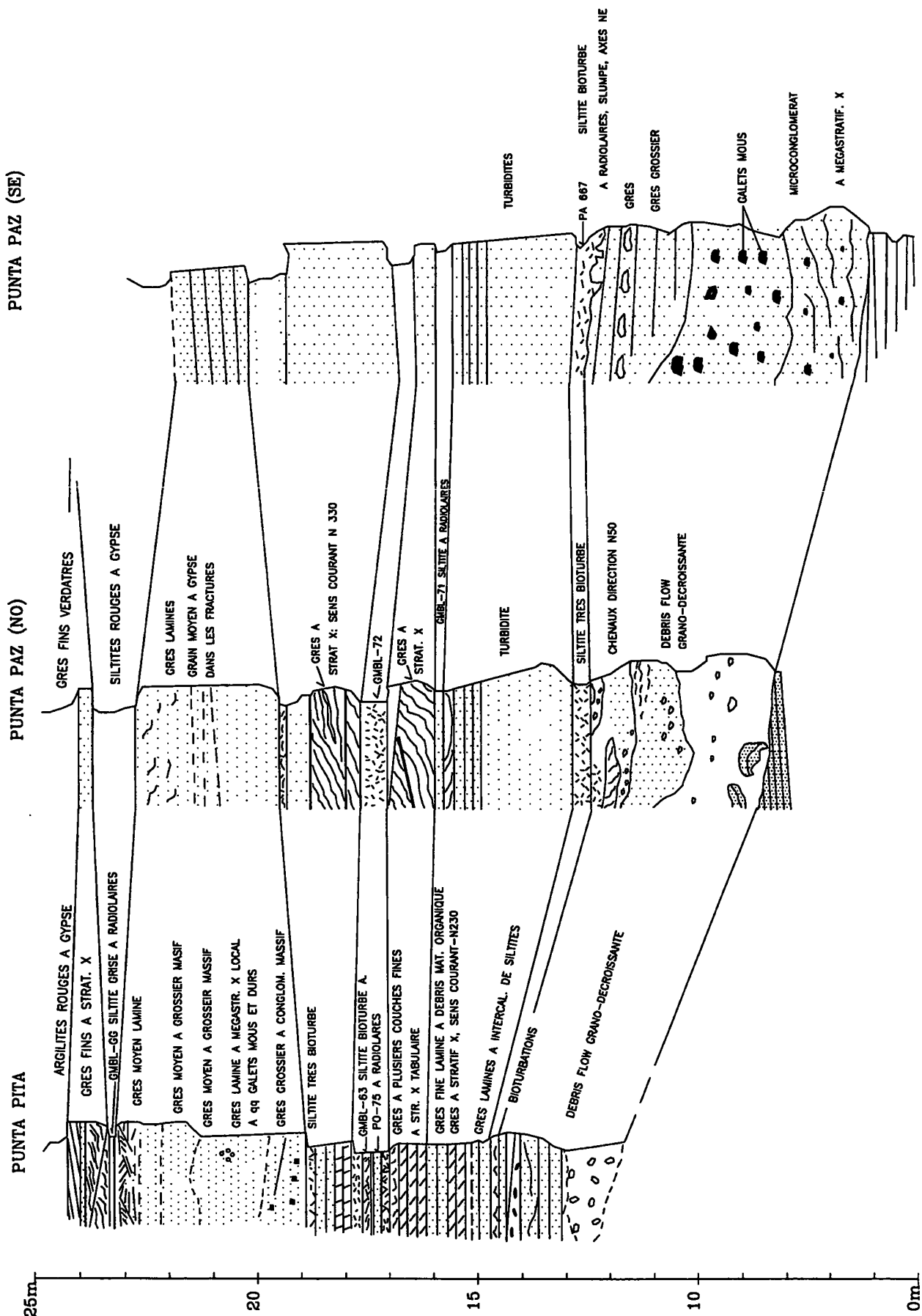


Fig. 40. - Corrélation stratigraphique entre les roches des Pointes Pita et Paz. La séquence gréseuse est attribuée à la Fm Pia Ancón ; les argilites rouges à radiolaires sont attribuées à la Fm Seca.

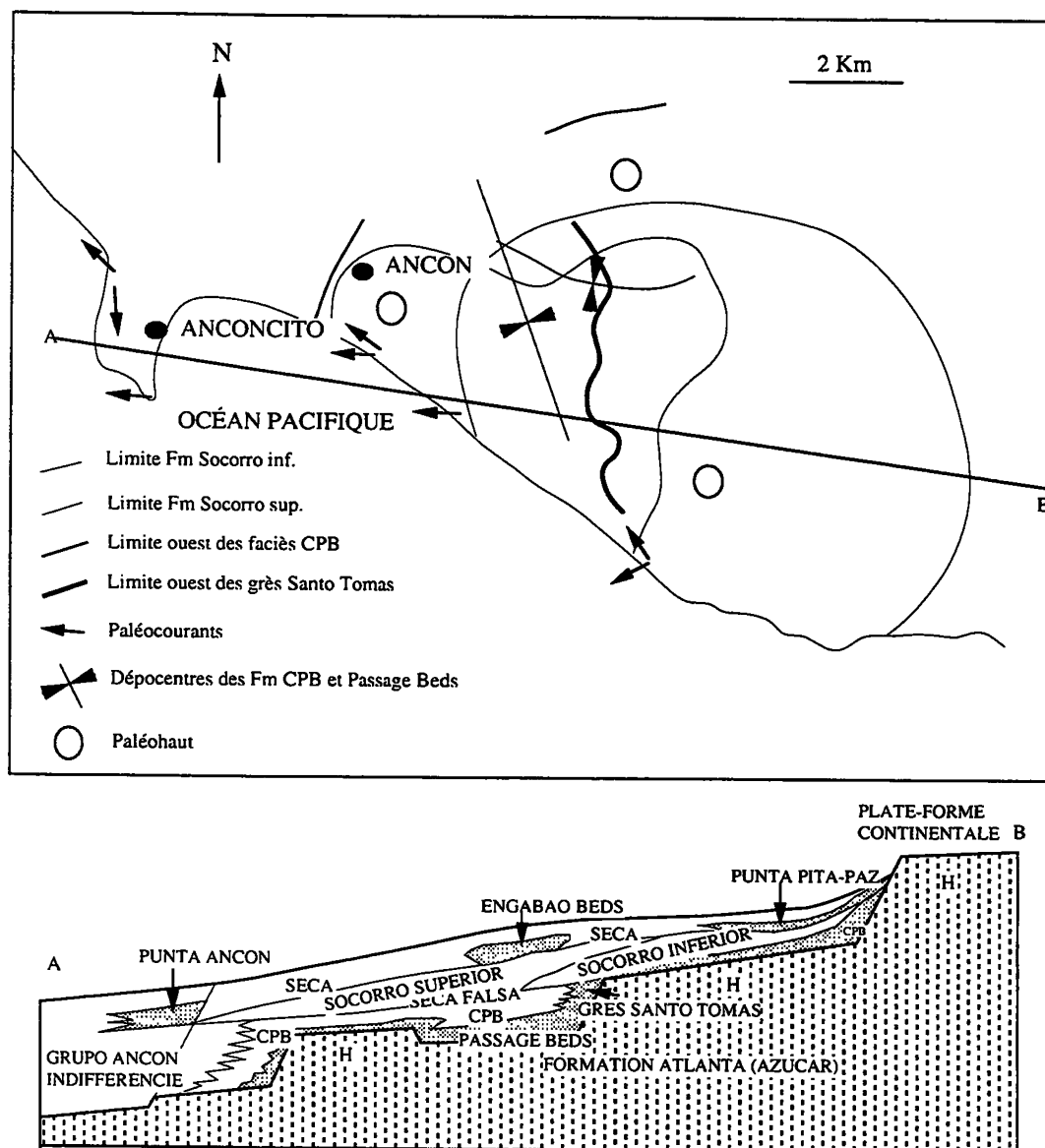


Fig. 41. – Paléogéographie en plan (au-dessus) et en coupe (au-dessous) des formations du Groupe Ancón. Les limites des Fm Socorro inférieur et supérieur sont d'après Marchant [1957]. Les limites ouest de CPB et grès Santo Tomás sont d'après Small [1962]. Tout l'ensemble du Groupe Ancón est interprété comme des dépôts de pente continentale (partie supérieure) ou de plate-forme externe.

Olsson [1931] a assigné un âge oligocène moyen à cette Fm Punta Ancón et a considéré qu'elle était corrélable à la Fm Zapotal qui contient aussi quelques mollusques. Pour Sheppard [1937] la Fm Punta Ancón est plus ancienne que la Fm Zapotal, et d'âge oligocène inférieur sur l'argument que la macrofaune de mollusques de Punta Ancón est différente de celle de Zapotal, à l'exception de *Siphonalia* sp. mentionné à Zapotal et à Punta Mambra. En ce point, Olsson [1931] a signalé, dans des grès qu'il considère corrélables à la Fm Punta Ancón, des débris de *Pseudoliva mancorensis*, *Siphonalia* sp. et des vertèbres de requin. Les études biostratigraphiques de Cushman et Stainforth [1951, in Bristow et Hoffstetter, 1977] sont en faveur de cette corrélation.

Les pélites grises qui s'altèrent en couleur rougeâtre-

chocolat présentent principalement des radiolaires et quelques foraminifères et nannofossiles, qui ont servi pour déterminer un âge très précis.

Ainsi Polugar [in Small, 1962] a signalé un âge éocène moyen à supérieur avec les foraminifères *Hastigerinella eocenica*, *Ellipsonodosaria curvatura*, *Globobulimina aragonensis* et *Cyclamina pacifica* ; il a en outre rapporté un assemblage de foraminifères benthiques qui, à son avis, est typique de la Fm Seca. Manley [1957] a signalé *Hastigerinella colombiana* de l'Éocène moyen (Ech. # MA-72 et MA-83) ; à l'époque il n'a pu l'expliquer puisque il considérait que la Fm Seca était toujours sous-jacente et que son âge était éocène supérieur.

Jimenez et Mostajo [1990] ont déterminé pour la Fm Punta Ancón le même âge NP16 (= P11-P13) que pour

la Fm. Seca. Les radiolaires de la Pointe Ancón (Ech. # PO-62, PO-69) déterminés par Ordoñez *in* Jaillard *et al.* [1993] caractérisent les zones P12-P13 ; il s'agit de *Podocyrtis trachodes*, *Thyrsoyrtis triacantha* et *Podocyrtis aff. ampla*.

Dans une étude plus récente, Ordoñez [1993] précise l'âge de la Fm Punta Ancón tant dans la localité type qu'à Punta Pita ; elle y signale la biozone à *Podocyrtis mitra* avec *Podocyrtis trachodes*, *Sethocyrtis fasciolata* et *Rhepalocanium ornatum*. Cette biozone est équivalente au sommet de la biozone de foraminifères P12 qui comprend le Lutétien terminal et la partie basale du Priabonien.

Paléomilieu de dépôt

En se fondant sur les datations et les relations stratigraphiques, les roches de la Fm Punta Ancón, comme les Engabao Beds, sont intercalées dans des roches de la Fm Seca, ce qui explique la présence d'une microfaune de radiolaires et foraminifères de plate-forme externe dans des argiles intercalées avec des grès parfois chenaillés, parfois déposés par des flux de haute densité.

2.5.11. Conclusions sur la paléogéographie du Groupe Ancón à Ancón

J'interprète l'ensemble du Groupe Ancón à Ancón comme un dépôt marin localisé entre la plate-forme externe et la partie supérieure du talus continental (fig. 41). Les limites paléogéographiques des formations ont été établies d'après les données de Marchant [1957] et de Small [1962]. La différence fondamentale entre cette interprétation et les précédentes est le fait que la Fm Punta Ancón est intercalée dans la Fm Seca. On peut ainsi proposer une évolution verticale du Groupe Ancón en fonction des variations eustatiques de la mer d'après

Vail : les formations CPB et Punta Ancón seraient liées à des descentes tandis que les formations Socorro et Seca seraient liées à des périodes de remontée du niveau de la mer.

2.5.12. Le Groupe Ancón à Pacoa

Pacoa est le nouveau champ pétrolier de la Peninsula Santa Elena, découvert en 1990 par Belco-Tripetrol. Paradoxalement, dans le sous-sol de Pacoa on dispose de meilleures données biostratigraphiques que dans le sous-sol d'Ancón d'après les études menées par LABO-GEO pour Tripetrol (rapports inédits) dans les 5 premiers forages du champ.

Sur une colonne stratigraphique de près de 3000 m on a reconnu trois unités sédimentaires de l'Éocène moyen (fig. 42) qui ont été corrélées avec les formations du champ d'Ancón : à la base la Fm CPB constituée d'argilites d'âge P10-P11 avec un conglomérat basal appelé El Rosario ; au-dessus, la Fm Socorro constituée d'argilites et de grès fins d'âge P12, et au sommet, la Fm Seca constituée par des argilites d'âge P12-P13. Le sommet de la Fm Seca est érodé et on n'a pas reconnu les faciès type Punta Ancón.

L'ensemble repose en discordance sur des roches crétacées siliceuses d'âge campanien mettant en évidence un hiatus ou une érosion couvrant du Maastrichtien à l'Éocène inférieur. Dans le forage San Pablo-1 des microfossiles d'âge paléocène ont été rencontrés dans l'intervalle 1555-1771 m (5100'-5810'), soit sur une forte épaisseur ; il est difficile d'attribuer au remaniement la présence de cette microfaune paléocène ; aussi cet intervalle est considéré comme une écaïlle tectonique ce qui est en bon accord avec la structure régionale caractérisée par une déformation compressive en

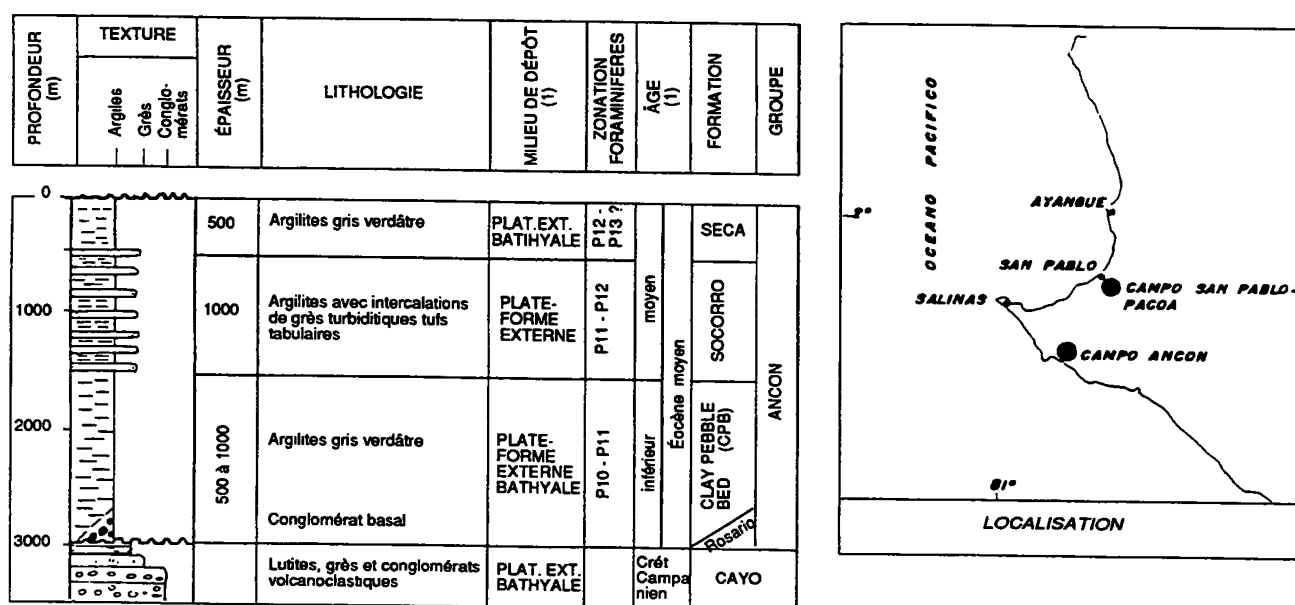


Fig. 42. – Stratigraphie du champ San Pablo-Pacoa dans la Peninsula Santa Elena (d'après rapports inédits de Petroproduccion).

écailles à vergence NO. Le paléomilieu de dépôt caractérisé pour toutes ces roches est celui de plate-forme externe.

2.6. La Formation Tablazo

La Fm Tablazo repose en discordance sur les roches crétacé-paléogène déformées de la Peninsula Santa Elena. Elle est constituée par des lumachelles et des grès calcaires souvent conglomératiques qui affleurent abondamment dans la Peninsula Santa Elena, en formant

des couches peu épaisses (jusqu'à quelques dizaines de mètres) en position subhorizontale. L'altitude moyenne des affleurements est située entre 50 et 100 m par rapport au niveau de la mer.

L'âge de ces roches est pleistocène. La base est attribuée avec réserve au Pleistocène inférieur (Tablazo T-1) d'après la faune de mollusques tandis que le sommet est Pleistocène supérieur (Tablazo bas) par datation radiométrique [Bristow et Hoffstetter, 1977]. Au sommet dans des faciès émergifs on trouve une riche faune de mammifères du Pleistocène qui a été étudiée par Hoffstetter [Bristow et Hoffstetter, 1977].

III-D - LE BASSIN PROGRESO

Il s'agit de la zone effondrée de l'avant-arc, comprise entre l'Alto Santa Elena et la CCC (fig. 10). On y inclut souvent, surtout dans des publications internationales, d'autres petits bassins situés plus au Sud dans le Golfe de Guayaquil (Jambelí, Tumbez) en se fondant sur la similitude de leur remplissage sédimentaire néogène. Pour obtenir une meilleure précision dans la définition des termes formationnels nous considérons le Bassin Progreso *sensu stricto* comme la zone émergée ci-dessus définie (fig. 43). On y adjoindra les dépôts d'un petit bassin de plate-forme, mal connu (Bassin Valdivia-Manglaralto), situé dans la prolongation NO de l'axe du Bassin Progreso au large du village côtier de Valdivia qui montre des faciès similaires de même âge (fig. 10).

Le Bassin Progreso a fait l'objet de plusieurs études dans le cadre de l'exploration d'hydrocarbures. Malheureusement, chaque compagnie pétrolière a appliqué aux roches du bassin des noms de formations différents rendant complexe les corrélations stratigraphiques comme on le verra dans la description des unités.

1. – LA FORMATION PLAYA RICA

Les seules roches d'âge oligocène qui aient été identifiées par biostratigraphie ne se trouvent pas dans le bassin Progreso *sensu stricto*, mais dans le petit Bassin de Valdivia-Manglaralto. Les raisons pour attribuer ces roches à la Fm Playa Rica seront discutées plus loin à propos du bassin de Manabí.

1.1. Relations stratigraphiques

Ces roches affleurent dans les falaises marines entre Valdivia et Ayangue, mais la base n'affleure pas et n'a pas été traversée par sondage. Sur des profils sismiques inédits de Petroecuador on reconnaît qu'elles font partie d'une épaisse séquence sédimentaire mise en évidence le long de la faille Colonche de direction N 300. Le sommet n'a pas été cartographié en détail mais doit se trouver aux environs de San Pedro de Valdivia, étant donné qu'au Nord de ce village on rencontre en continuité un affleurement de la Fm Dos Bocas du Miocène inférieur.

2.2. Lithostratigraphie

Il s'agit de siltites gris sombre à gris verdâtre, d'apparence massive, avec des intercalations espacées

de 10 ou 15 m de tufs fins gris clair en lits centi- à décimétriques s'altérant en jaune et de niveaux de gypse. Quelques lits présentent des nodules calcaires et des bioturbations fréquentes.

1.2. Biostratigraphie

La première mention de fossiles oligocènes est due à UNOCAL [1987] qui a déterminé des pollens : *Cicatricosisporites dorogensis* et *Psilaperiporites robustus* et des dinoflagellés : *Spiniferites ramosus* et *S. mirabilis* d'âge oligocène. Cet âge est confirmé par Whittaker [1988] qui a rencontré *Globorotalia opima opima* et les nannofossiles *Sphenolithus distentus* et *S. ciperoensis* caractérisant un âge P21B ou NP24 ce qui correspond à la limite Oligocène inférieur-Oligocène supérieur. Whittaker a appelé ces roches Formation Sans Nom.

1.3. Paléomilieu

D'après Whittaker [1988] la microfaune est indicative d'un paléomilieu bathyal supérieur.

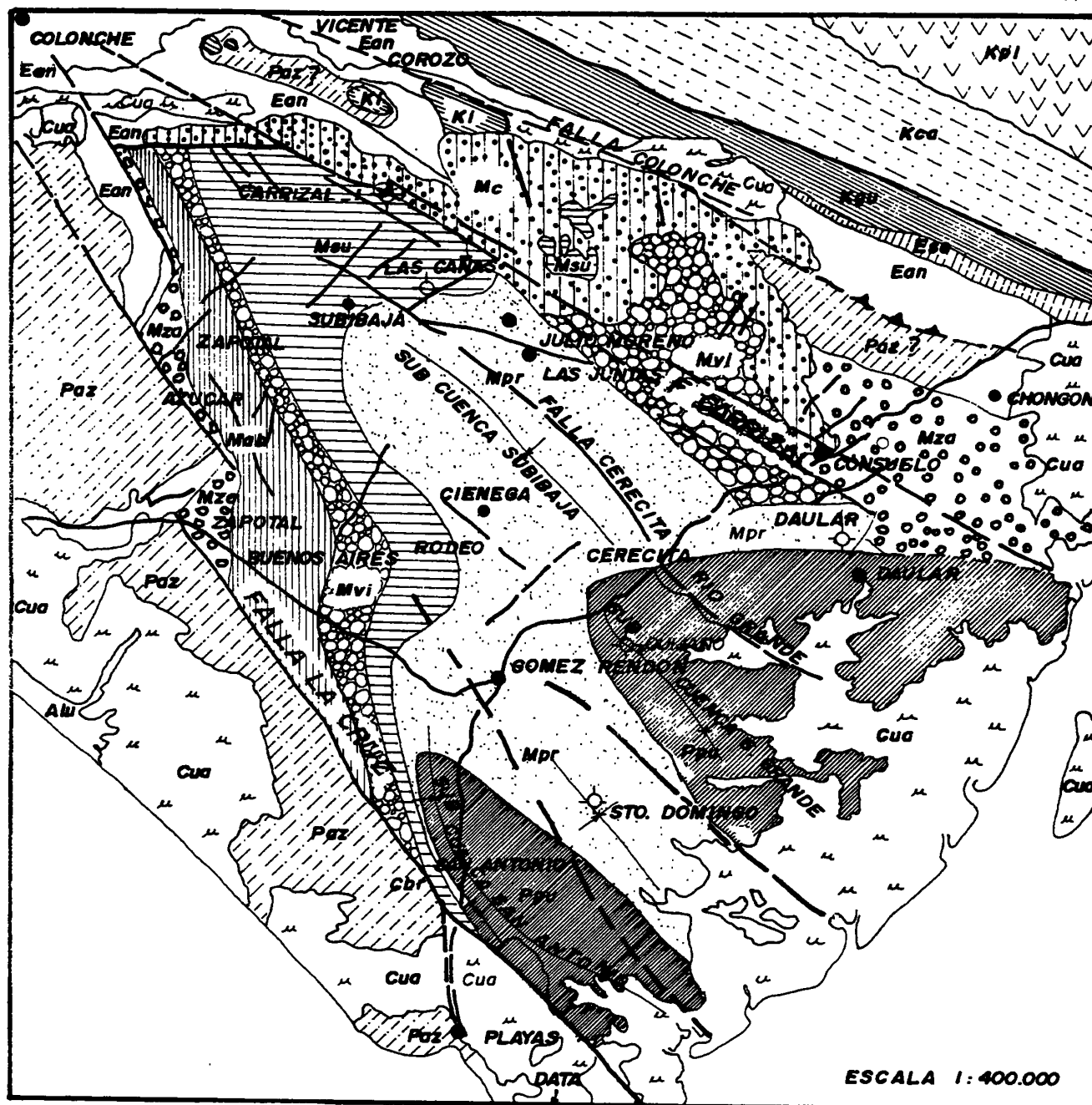
2. – LES CONGLOMERATS EL MORRO

Il s'agit d'une unité stratigraphique informelle qui a été souvent localisée dans la Fm Zapotal. Le seul affleurement se trouve dans la colline d'El Morro à 7 km à l'Est de Playas. Ces niveaux ont aussi été associés aux Tufs Posorja et aux grès à gastéropodes de Posorja étudiés par Olsson [1931]. Ces trois faciès ont été rassemblés par Benítez [1986] dans le « Membre El Morro-Posorja » qui appartiendrait à la Fm Villigota. Face à de nouvelles données une révision des arguments présentés à l'époque nous oblige à séparer les trois séries :

– Les conglomérats El Morro n'ont pas été datés et montrent des caractères lithostratigraphiques différents de toutes les autres formations qui affleurent dans le bassin de Progreso.

– Les Tufs Posorja viennent d'être datés du Miocène supérieur par M. Bonhomme (Université de Grenoble) (E. Jaillard comm. pers.) et seraient donc corrélables avec la Fm Progreso.

– Les grès de Posorja à gastéropodes se corrélaient avec la Fm El Consuelo puisque, d'après notre interprétation du forage Data-1, ils surmontent des pélites à foraminifères de la Fm Villigota



MAPA DE UBICACION



AREA DE ESTUDIO
Golfo de Guil.

LEYENDA

	Cua Cuaternario
	Ppu Fm PUNA
	Mpr Fm PROGRESO
	Msu Fm SUBIBAJA
	Mc Fm EL CONSUELO
	Mvi Fm VILLINGOTA
	Mdb Fm DOS BOCAS
	Mza Fm ZAPOTAL

	FALLA
	CONTACTO
	POZO
	POBLACION
	Ean G. ANCON
	Eso CAL SAN EDUARDO
	Paz G. AZUCAR
	Kgu Fm GUAYAQUIL
	Kca Fm CAYO
	Kp Fm PIÑON

Fig. 43. — Carte géologique du bassin Progreso. Modifié de Benítez [1986].

2.1. Lithostratigraphie

Les conglomérats El Morro sont composés principalement de galets polis, allongés, formés de silex

(chert, 90 %) et en moindre proportion de quartz (5 %) et de quartzite (5 %), le diamètre maximal atteint 5 cm et la moyenne 3 cm. La matrice est un gravier fin à éléments subanguleux, mal classée de même

composition que les galets. La stratification est laminée sans autres structures primaires ; on observe des surfaces concaves et des concrétions ferrugineuses associées qui semblent être des caractères synsédimentaires. Toro [1994] rapporte la composition suivante pour les éléments de la matrice étudiée en lames minces : silice amorphe (27 %), chert (24 %), quartz polycristallin (15 %), quartz monocristallin (10 %), quartzite (11 %), grès siliceux (8 %) et calcédoine (5 %).

2.2. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

Les galets sont orientés suivant les directions NE-SO et NO-SE et leur imbrication difficile à définir suggère un sens de courant portant vers le NO.

En se fondant sur les caractéristiques granulométriques et morphométriques des galets, Toro [1994] pense qu'il s'agirait de faciès d'éventail supérieur ce qui paraît probable, quoique la taille maximale des galets (5 cm), plaiderait pour des faciès plus distaux, peut être d'éventail moyen à inférieur.

2.3. Corrélations

Ces conglomérats sont isolés, leur lithologie est très différente de celle des formations voisines, enfin on n'observe pas de contacts autres qu'avec le Quaternaire. Ceci empêche de les corréler à une formation connue dans le bassin Progreso. Ils pourraient caractériser un événement sédimentaire en paléomilieu continental, plus ancien que la Fm Zapotal mais plus jeune que le Groupe Ancón, c'est à dire d'âge compris entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène.

3. — LA FORMATION ZAPOTAL

3.1. Introduction

Sous cette dénomination ont été réunis différents types de roches détritiques grossières affleurant dans le Bassin Progreso et sur ses bordures. Les roches du village Zapotal, la localité type de la formation, ont été corrélées avec les roches clastiques de la Fm Punta Ancón [Olsson, 1937] en se fondant sur quelques espèces de mollusques de Punta Ancón supposées être du même âge que ceux de Zapotal et Posorja (la faune d'Hannatoma). Cette hypothèse a persisté jusqu'à nos jours, en raison de la difficulté de dater les roches de la Fm Zapotal *sensu stricto*, étant donné sa pauvreté en fossiles. Cependant plusieurs études ont suggéré que cette corrélation n'était pas fondée ; Sheppard [1937] a proposé le premier que les deux formations ne soient pas équivalentes, raison pour laquelle il a assigné un âge oligocène moyen à la Fm Zapotal et oligocène inférieur

à la Fm Punta Ancón.

Les géologues d'IEPC [Smith, 1947] ont créé le terme de « Groupe Zapotal » constitué par la Fm Zapotal *sensu stricto* et par d'autres unités d'âges éocènes et miocènes considérées comme autant de formations mais très mal définies, parfois mentionnées dans un seul forage. Bristow [1975] a tenté de clarifier les équivalences entre les « formations » utilisées dans les forages, notamment Bajada, Barbasco, Carrizal, Data, Daular 1 et 2, Las Cañas, Rodeo 1, 2 et 3 et Zapotal-1 (fig. 43) ; il est arrivé à la corrélation suivante :

Fm Bajada : non différenciable de la Fm Dos Bocas

Fm Barbasco : Dos Bocas d'après Garner

Fm Las Cañas : faciès de bassin plus profond équivalent de la Fm Zapotal de la localité type. Mills [1967] l'a datée du Miocène sur des échantillons de carottes.

Fm Zapotal + Fm Lagarto : définies dans les forages Data et Daular seraient des équivalents de la Fm Zapotal de la localité type

Fm Data et Fm Daular : elles représenteraient des faciès sableux du Groupe Ancón (Socorro ?)

Fm Jusa et Fm Carrizal : faciès pélitiques du Groupe Ancón.

Néanmoins, l'étude de Bristow n'a pas eu pour résultat d'en séparer toutes les roches qui ne sont pas véritablement corrélables avec les roches de la Fm Zapotal *sensu stricto*, c'est-à-dire, les faciès grossiers surmontant les roches éocènes du Groupe Ancón et situées sous les roches pélitiques miocènes des Fm Dos Bocas ou Villingota. Une révision des données de forages [CEPE, 1986] et la corrélation dans tout le bassin à l'aide des lignes sismiques, ont montré que la Fm Daular (grès) ne correspond pas au Groupe Ancón mais à la Fm Zapotal. Pour établir des comparaisons on s'adressera au forage Las Cañas-1 :

NOM d'après CEPE (Formation)	PROF. SOMMET (m)	ÉQUIVALENCE IEPC (Formation)
Subibaja	0	Rodeo
Consuelo	300	Barbasco
Villingota	600	Las Canas
Dos Bocas	1000	Data
Zapotal	1363	Daular
Seca	1570	Seca

Mills [1967, in Bristow 1975] a mentionné dans la Fm Las Cañas du forage Las Cañas-1 (échantillons de carottes) les foraminifères *Bolivina* cf. *alazanensis*, *B. caudriae*, *Bulimina affectata*, *B. decurtata*, *Buliminella equadorana*, *Cibicides* cf. *americanus*, *Plectofrondicularia californica*, *Uvigerina* cf. *beali*, *Uvigerinella obesa*, *U. yazooensis*, *Globoquadrina venezuelana* et *Globorotalia obesa*. Cette microfaune indique un âge miocène et des biofaciès corrélables,

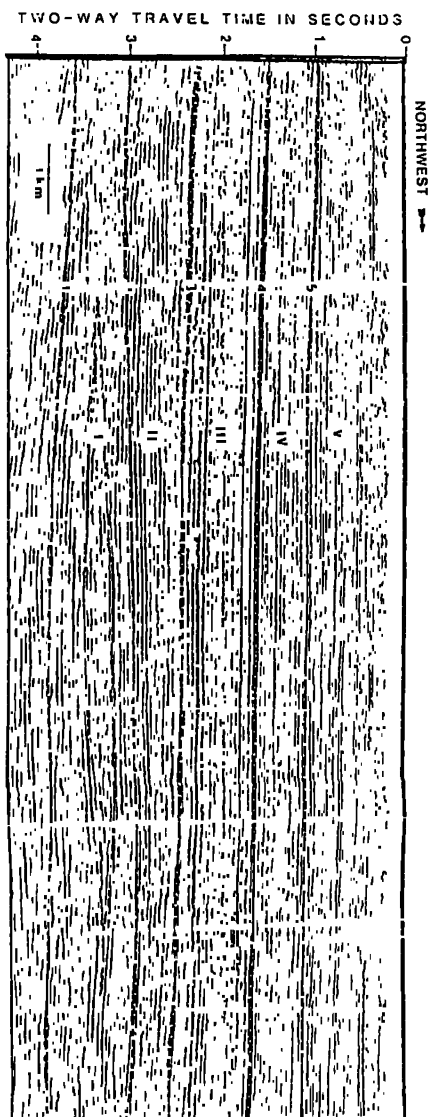
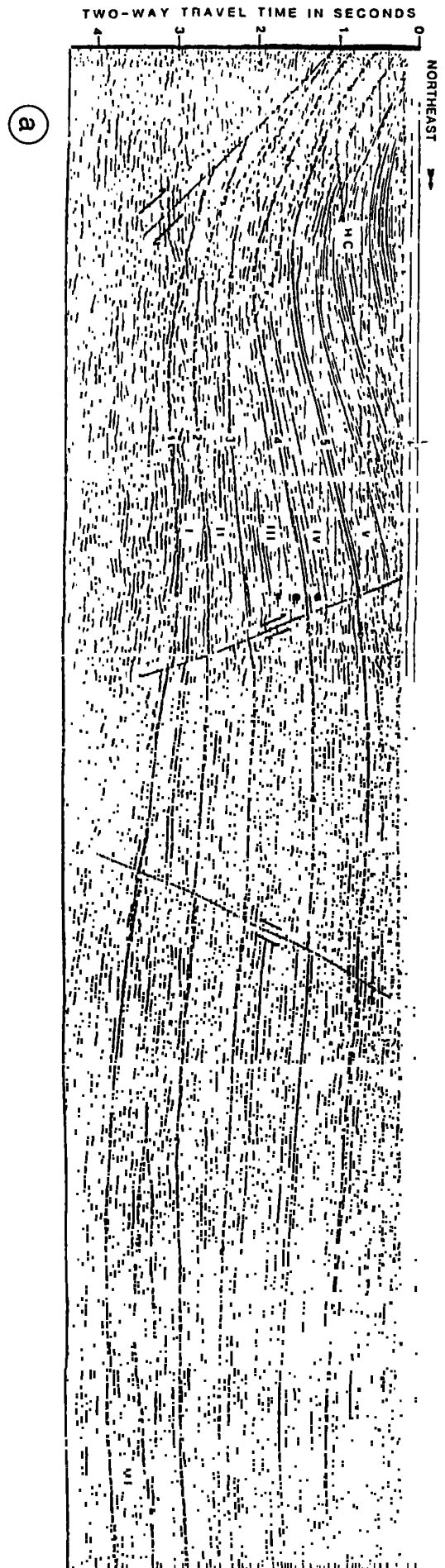


Fig. 44. – a) Interprétation d'une ligne sismique (ligne B de la fig. 45a) de direction NE-SO dans le SE du Bassin Progreso, montrant des séquences caractérisées par des faciès sismiques [d'après Coyes, 1987].
b) La même interprétation sur une ligne NO-SE (ligne 5, fig. 45b).
En s'appuyant sur des données biostratigraphiques, la séquence I est corrélée avec la Fm Zapotal, les séquences II à IV avec la Fm Dos Bocas + Fm Subibaja et la séquence V avec les Fm Progreso + Puna.

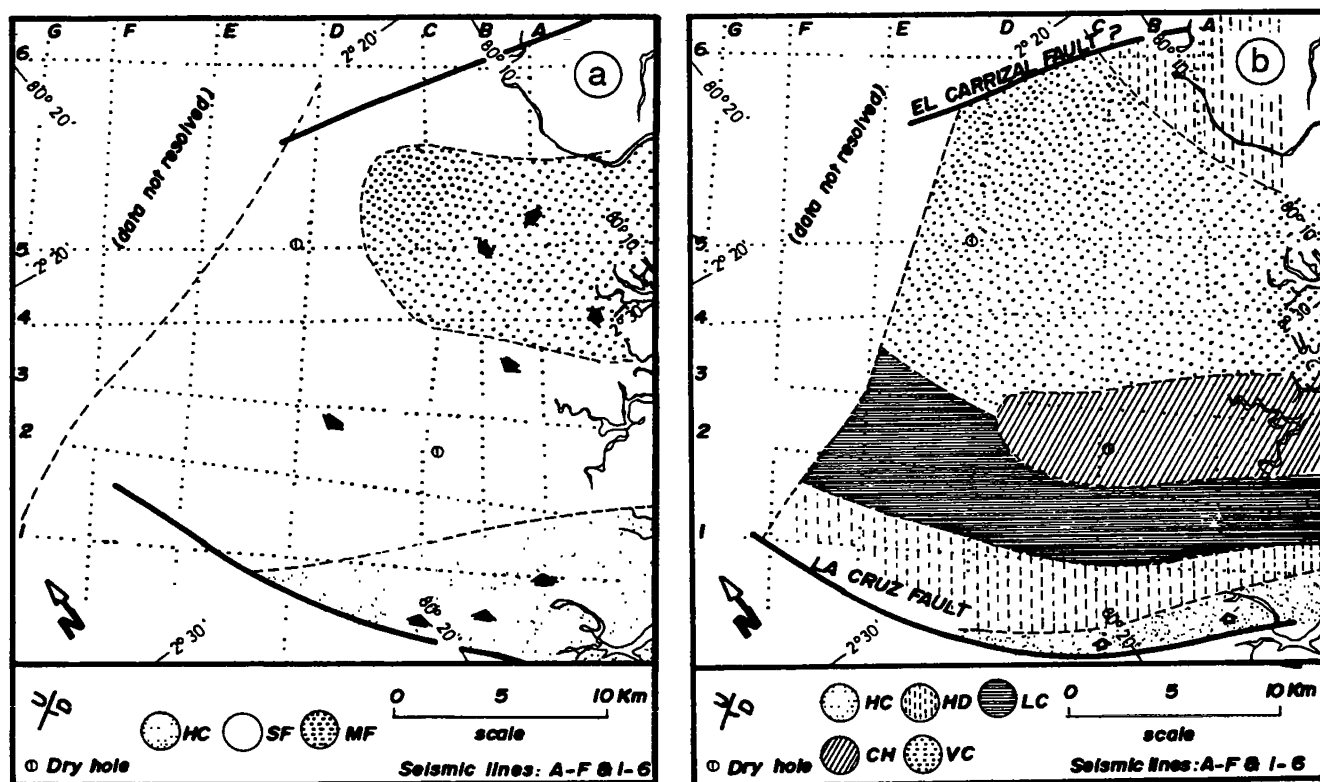


Fig. 45. – a) Cartographie des faciès sismiques de la séquence I [d'après Goyes, 1987] dans le bassin Progreso, la séquence I est corrélable avec la Fm Zapotal. b) Cartographie des faciès sismiques de la séquence IV [d'après Goyes, 1987] ; elle est corrélable avec la Fm Subibaja. Les séquences II, III et IV sont très semblables. L'explication des faciès se trouve dans le texte (Fm Zapotal).

avec la Fm Villingota et/ou Dos Bocas ; l'idée que la Fm Las Cañas est un équivalent « de bassin » de la Fm Zapotal est fondée sur un possible biseautage de cette dernière vers le centre du bassin en partant de la localité type Zapotal ; or les profils sismiques montrent que la Fm Zapotal se biseaute vers le NO et le SO, et non vers l'Est comme suggéré par Bristow. On verra ci-dessous que la Fm Zapotal a une tendance à augmenter d'épaisseur vers la partie centro-orientale du bassin au pied de la Faille Carrizal.

Dans le forage Daular-1 on peut aussi redéfinir des formations :

FORMATION d'après BENÍTEZ [1994]	SOMMET en m	SOMMET en pied	ÉPAISSEUR selon IEPC en m	FORMATION
Progreso	0	0	92	
Subibaja	92	300	122	
El Consuelo	213	700	518	El Morro
Villingota	732	2400	152	
Zapotal	884	2900	457	Lagarto
Ancón	1341	4400	792	Daular, Seca
Azúcar ?	2130	7000		Azúcar

La nouvelle interprétation des contacts dans ce forage est fondée sur la présence d'un niveau de pélites à foraminifères dans l'intervalle 2100'-2480' rapporté

par Garner [1956, in CEPE, 1986]. Quoiqu'on ne connaisse pas la liste de la microfaune, celle-ci doit vraisemblablement appartenir à la Fm Villingota qui surmonte la Fm Zapotal à quelques kilomètres au NE du forage Daular-1. En plus, 4 km au NE, tout au long de la coupe de la Fm Zapotal affleurant dans le chenal d'amenée d'eau, on n'a nulle part trouvé de faciès marins à foraminifères [CEPE, 1986 ; Toro, 1994] et partant il n'a pas été démontré une inter-digitation des formations Zapotal et Dos Bocas (ou Villingota). De même dans cette interprétation on n'a pas considéré la Fm Daular comme partie de la Fm Zapotal, car les données sismiques ne sont pas de qualité suffisante et il n'existe aucune donnée biostratigraphique.

Une réinterprétation similaire a été effectuée dans le forage Data-1 [CEPE 1986] où un géologue de CALEC a aussi signalé la présence d'une intercalation de pélites à foraminifères dans l'intervalle 2060'-2070' ; cette microfaune (*Siphogenerina* aff. *transversa* et *Globigerina subperegrina*, d'après Pickett) d'âge miocène appartient aux assemblages de la Fm Villingota et/ou Fm Dos Bocas

Enfin, les études de CEPE [1986] et Benítez [1986] ont montré que dans la partie nord du bassin Progreso, une série épaisse de roches sableuses, tufacées, à gastéropodes, cartographiée comme Fm Progreso dans le secteur de Julio Moreno-Bellavista-Rio Camarona, est en réalité située sous la Fm Subibaja et sur la Fm Villingota ; elle ne peut donc plus être assignée à cette

formation. Ces roches ont été appelées « Membre El Morro » de la Fm Villingota [suivant Schweinfurt, 1957] et elles sont corrélées avec les tufs de Posorja ; toutefois ces deux dénominations sont à rejeter car pour les premiers, les Conglomérats d'El Morro, on ne dispose d'aucune détermination d'âge et les seconds viennent d'être datés du Miocène supérieur par des méthodes radiométriques (M. Bonhomme, Univ. de Grenoble). Ils sont donc corrélables avec la Fm Progreso. Des roches à faciès similaires couvrent le secteur de Colonche-Montañita au Nord de la Peninsula Santa Elena, où elles sont cartographiées comme Fm Zapotal. En fait ces deux ensembles de roches constituent une unité formationnelle que j'appelle Fm El Consuelo.

En conclusion, les seules roches affleurant dans le Bassin Progreso et ses bordures qui puissent raisonnablement être assignées à la Fm Zapotal sont celles de la localité type aux environs du village de Zapotal, et celles qui affleurent au NE et qui ont fait l'objet d'une étude très récente par Toro [1994] dans le cadre de la coopération technique de l'ORSTOM-EPN.

3.2. Épaisseur

La Fm Zapotal est relativement peu épaisse sur les bords et plus épaisse vers le dépocentre oriental du bassin. D'après les données de forages Cañas-1, Data-1, Rodeo-1 et Daular-1 situés sur les bords, les épaisseurs sont respectivement de 225, 300, 230 et 457 m. Vers le dépocentre oriental la formation n'a pas été atteinte par les forages ; néanmoins dans les forages plus proches, tel que Rodeo-2 une épaisseur de 674 m a été rapportée ; à Bajada-1 où le sommet de la formation a été perforé, j'ai calculé une épaisseur de 1060 m en accord avec l'interprétation sismique de la ligne GP-29 [J. Cotrina, *in* CEPE, 1986] et l'étude biostratigraphique de A. Euribe [Rap. Inédit CEPE-BELCO, 1988]. Plus à l'Est dans le secteur de Safando et Sabana Grande (dépo-centre) l'étude sismique de Goyes [1987] a déterminé une épaisseur de plus de 1000 m pour sa séquence I, que je considère corrélable avec la Fm Zapotal (fig 44 et 45).

En conséquence, la valeur de 2400 m d'épaisseur rapportée par Toro [1994] dans la coupe de la formation sur la marge NE du bassin est à mon avis surestimée probablement à cause de répétitions de couches dues à des failles en échelon.

En résumé, la formation est plus épaisse sur l'axe oriental du bassin, où son épaisseur dépasse 1000 m, et moins épaisse sur les bords ; elle se biseaute dans le secteur NO (Rio La Lora).

3.3. Lithostratigraphie

La lithologie de la Fm Zapotal dans la localité type d'après Smith [1947 ; *in* Small, 1962] est « variable, elle comporte des fossiles marins (mollusques) et des débris

de plantes bien conservés. On rencontre principalement des conglomérats à galets de chert et des intercalations de grès à grain grossier, friables, poreux ainsi que des grès tufacés. On trouve aussi des intercalations de pélites laminées et de grès fins à débris de plantes silicifiées. Les fossiles marins sont rares mais bien préservés ».

Au Rio Zapotal dans le sommet de la formation, Montenegro *et al.* [*in* CEPE, 1986] ont observé des grès gris, quartzo-feldspathiques mal stratifiés, des grès fins, argileux, friables, en bancs métriques, des conglomérats polymictiques grossiers à galets de quartz, chert, roches ignées et grès en matrice gréseuse, et une mesure de paléocourant sur des galets imbriqués montre des orientations vers le N 330. Au pont de Zapotal (coord. 550,4-9744,2) situé stratigraphiquement plus bas que le point précédent, j'ai observé des conglomérats à taches ferrugineuses mal stratifiés à stratifications entrecroisées (donnant un sens de courant vers le N 300), des grès gris tufacés, laminés, localement à stratification entrecroisée, des grès fins et des siltites rougeâtres laminées à débris de plantes ; les galets des conglomérats sont formés de chert (10 à 50 %), de quartz (10 à 20 %), de grès gris tufacés, de pélites vertes et de grès marrons fins. On n'a pas pu observer la base de la formation.

Les trois descriptions pétrographiques et sédimentologiques qu'on vient de résumer sont plus ou moins concordantes ; néanmoins d'après Bristow [1975, p. 122] « la formation dans tout le flanc Ouest du bassin Progreso comporte à la base, un conglomérat basal de 30 m, au-dessus 75 m d'argilites rougeâtres laminées comportant du gypse et des débris de plantes, et au sommet une séquence de près de 200 m de grès beiges à rougeâtres, en lits minces (5 cm) ou massifs (plus d'un mètre), friables. Les grès contiennent souvent des concrétions calcaires et des gastéropodes ». Apparemment, Bristow [1975] fait référence aux séquences qui ont été observées en détail dans les Rios Hondo et Barbasco par Montenegro *et al.* [*in* CEPE, 1986], ceux-ci ont établi à cet endroit que les formations Zapotal, Dos Bocas et Villingota se biseautent et que se produit une augmentation d'épaisseur des roches appartenant à la Fm El Consuelo. Les séquences décrites par Bristow correspondraient donc à 30 m de conglomérats de la Fm Zapotal, à 75 m d'argilites rouges des formations Dos Bocas et/ou Villingota et à 200 m de Fm El Consuelo.

A la bordure NE du bassin, sur la route Guayaquil-Salinas (km 25 à 40) on observe des séquences décimétriques stratodécroissantes formées par des conglomérats grossiers, des grès et des siltites (fig. 46). Les conglomérats sont rougeâtres, friables, formés de galets de taille atteignant 15 cm ; l'analyse d'un échantillon a montré (40 %) de grès, (20 %) de roches ignées (diabases et andésites), et (30 %) de pélites siliceuses plus chert plus quartz. Vers le sommet existent des stratifications entrecroisées obliques et en feston et des lentilles de grès. Il existe parfois une gradation à des grès grossiers conglomératiques laminés ou à

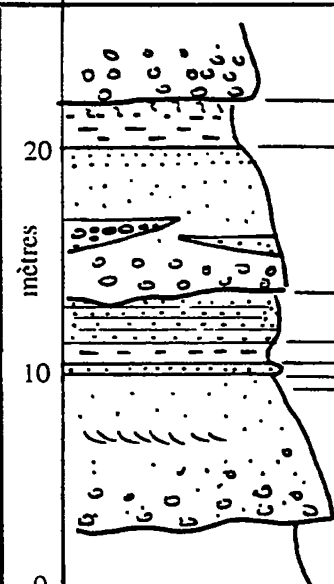
EP.		LITHOLOGIE	FACIES
		Conglomér. rougeâtres à base érosive	Barres
20		Siltites vertes et jaunes.	Paléosol
		Grès massif	Barres
		Conglom. à lentilles de grès	
		Grès laminés, tufacés	Lacustre
10		Siltites vertes	Interchenaux
		Grès fins laminés	Débordement
		Grès à stratif. entrecroisée Conglomérat à base érosive	Barres
0			

Fig. 46. – Cycle idéal de dépôt de la Fm Zapotal observé sur la route Guayaquil Salinas (coord. 595,55-9751,20).

stratifications obliques. Les siltites du sommet des séquences sont de couleur verte à jaune, elles contiennent de la matière organique et dans quelques cas montrent des paléosols. On observe parfois au sommet des séquences des grès tufacés laminés.

3.4. Biostratigraphie

Olsson [*in* Sheppard, 1937 p.131] a déterminé dans la localité type les mollusques : *Sanguinolaria tumbezana* n. sp., *Mactrella tumbezia* n. sp., *Leda* (*Adrana*) sp., *Tagelus* sp., *Donax* sp., *Macoma* sp., et *Corbula* sp. Bristow rapporte aussi *Pitar wolffi* (OLSSON), *Anadara* (*Scapharca*) *meroensis* (OLSSON), *Macoma meroensis* (OLSSON), *Clementia peruviana* (OLSSON) et *Ampullinopsis spenceri* (COOKE) qui ont été collectés par des géologues de l'IEPC et identifiés par Marks [1949] ainsi que *Pseudoliva* cf. *mancorensis* OLSSON, *Calyptraea* ? qui ont été collectés par lui et identifiés par le British Museum (Natural History). Néanmoins on ne peut pas déterminer si les fossiles rapportés appartiennent à des couches de la Fm Zapotal *sensu stricto* ou de la Fm El Consuelo qui surmonte la Fm Dos Bocas et/ou Villingota.

A Posorja, Olsson [*in* Sheppard, 1937] a signalé une faune abondante de mollusques dénommée la « faune d'Hannatoma » qui a été considérée comme typique de la Fm Zapotal et corrélée avec la faune de Mollusques de la Fm Mancora du NO péruvien. Cependant cette formation vient d'être datée du Miocène supérieur (M. Bonhomme). En se fondant sur la position stratigraphique telle qu'elle résulte du forage Data-1, les grès de Posorja semblent corrélables avec les grès d'El Consuelo.

De très nombreux échantillons ont été préparés pour recherche des microfaunes et microflore mais qui n'ont pas donné de résultats positifs, ceci en raison du caractère continental oxydant du paléomilieu de dépôt. Aussi les foraminifères rapportés dans les faciès Las Cañas [équivalent « de bassin », d'après Bristow, 1975] et ceux rapportés par Canfield « à l'Ouest du Bassin Progreso » comme appartenant à la Fm Zapotal, correspondent probablement plus à des faciès marins des formations Dos Bocas et/ou Villingota.

Dans la coupe du canal d'amenée d'eau, Toro [1994] a rapporté dans les parties inférieure à moyenne de la formation (Pk : 9 + 025, coord. 5940-97478) des mollusques d'eau douce ou saumâtres : *Limnaea bouilletti* (Miocène), *Cerithium serratum* (Lutétien ?) et *Ostrea crassissima* (Miocène) qui donnent un âge miocène. La position stratigraphique sous la Fm Villingota dans la partie nord du bassin et sous la Fm Dos Bocas dans la partie sud, est en bon accord avec un âge de la base du Miocène inférieur pour la Fm Zapotal.

3.5. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

La confusion créée par l'attribution à la Fm Zapotal de roches de faciès très différents a donné lieu à une égale confusion quant à la détermination du paléomilieu de dépôt. Ainsi, Small [1962] signale qu'« il s'agit d'un paléomilieu allant du fluvial, jusqu'au néritique, passant par l'estuarien ». Pour Bristow [1975, p. 133] ces roches sont « des dépôts marginaux du Bassin Progreso au début de sa création qui passent graduellement à des faciès néritiques fins au centre du bassin ». Benítez [1986, p.13] considère la formation comme « le

faciès transgressif basal du cycle transgressif marin de la Fm Dos Bocas ».

D'après notre définition, la Fm Zapotal concerne les seules roches affleurant dans la localité type et ses environs et sur la bordure NE du bassin (route Guayaquil-Salinas et canal d'amenée d'eau). Le reste de la formation n'est pas observable masqué sous des centaines voire des milliers de mètres de remplissage néogène.

Sur la route Guayaquil-Salinas les séquences strato-décroissantes mentionnées dans la description lithologique, représentent des séquences de progradation fluviale dans une plaine alluviale juvénile à détritisme grossier (fig. 46). Les conglomérats et grès massifs sont des dépôts de barre de chenal, les grès laminés des dépôts de débordement (crevasse splay) et les siltites des dépôts de décantation dans des zones déprimées interchenal. Elles se terminent au sommet soit par des paléosols, soit par des faciès lacustres ; dans ceux-ci on trouve parfois des grès laminés tufacés.

Selon Toro [1994] les siltites du sommet des séquences représentent un paléomilieu néritique (p. 257). Cependant je ne partage pas cette interprétation pour plusieurs raisons :

- ces siltites ne contiennent pas de microfaune marine, ni de pollen.
- les pélites intercalées dans les séries grossières comportent des gastéropodes d'eau douce, quelques algues et de la matière organique décantée, plus caractéristiques de paléomilieux lacustre et/ou palustre.
- on rencontre de fréquents niveaux de debris flows et de turbidites surtout vers la base de la formation caractérisant des milieux lacustres intercalés ;
- plusieurs niveaux de paléosols sont associés au sommet péritique des séquences ;
- un échantillon de charbon de la partie moyenne de la formation appelée « Unité Dos Bocas » a été défini pétrographiquement comme « type anthracite (à structure cellulaire type fusinite), dont l'altération de la tellinite révèle une histoire de transport et permanence (du charbon) dans un milieu oxydant avant son dépôt » [Montenegro du LABOGEO, in Toro, p. 265] ;
- enfin, l'Unité Dos Bocas de Toro (coord. 5954-97496), formée de pélites et de grès, présente des paramètres granulométriques qui permettent de la classer dans un milieu fluvial [Toro, p. 389, 1994].

En conclusion, la Fm Zapotal du secteur NE du bassin Progreso a été déposée dans un paléomilieu fluvial avec plusieurs niveaux lacustres et palustres intercalés. L'Unité Dos Bocas de Toro [1994] ne correspond pas à une série néritique corrélable avec la Fm Dos Bocas.

Dans la localité type près du village de Zapotal aucune étude récente n'a été effectuée. A noter, cependant l'absence de microfaune marine, la présence de quelques espèces de gastéropodes marins, des séquences à conglomérats, grès et pélites à caractère fluvial et la tendance au biseautage de la formation.

La localisation des dépôts et les paléocourants indiquent qu'il devait y avoir encore une communication avec la mer du côté Ouest ou NO du bassin. Quoique les faciès fluviaux prédominent, la présence des fossiles marins indique la proximité d'une ligne de côte.

Dans le dépocentre du côté Est du bassin, l'interprétation du paléoenvironnement de la Fm Zapotal est supportée par l'étude des faciès sismiques (fig. 44 et 45) de Goyes [1987] dont la Séquence I est équivalente à la Fm Zapotal d'après notre corrélation de forages et de lignes sismiques. Selon lui, la séquence I est limitée à la base et au sommet par des discordances et se caractérise par des faciès sismiques SF (subparallèle, discontinu, amplitude variable), faciès MF (forme lenticulaire) et sigmoïdaux. Cet assemblage de faciès représente soit des dépôts deltaïques à fluviaux (notre interprétation), soit des éventails sous-marins (interprétation de Goyes). En accord avec notre interprétation, la présence d'un lobe de progradation deltaïque vers la partie moyenne de la formation dans le secteur de Safando-Sabana Grande au SE du bassin enregistrerait une légère transgression affectant seulement la région du dépocentre qui était déjà subsidente à cette époque.

4. – LA FORMATION DOS BOCAS

La Fm Dos Bocas a été définie dans les alentours du village de Dos Bocas (aujourd'hui disparu) à 7 km à l'Est de Zapotal. D'après le lexique stratigraphique [Bristow et Hoffstetter, 1977], le premier à utiliser ce nom a été Hagen [1925] dans l'intervalle 0-168 m du forage Zapotal-1, quoique postérieurement Sheppard [1937] ait appelé Mambra Shales ces roches.

Dans les forages d'IEPC Rodeo-1, Barbasco-1 (0-725 m) et Las Cañas-1 cette série est équivalente aux formations Rodeo plus La Cruz, noms utilisés par Williams [1947], Landes [1944], Thalman [1946], Tschopp [1948] et Marks [1951]. Garner [1956] a restreint le nom Dos Bocas à un équivalent de la Fm Rodeo tandis que la Fm La Cruz a été appelée Fm Villingota. Ces dernières définitions ont été acceptées par la DGGM. Bristow [1975] a proposé que les formations Zapotal, Dos Bocas et Villingota soient des membres de la Fm Tosagua du Bassin de Manabí. Comme on le verra cette corrélation n'est pas convenable.

4.1. Épaisseur et relations stratigraphiques

D'après les lignes sismiques la Fm Dos Bocas surmonte en discordance la Fm Zapotal et vers le centre Ouest est surmontée en concordance par la Fm Villingota. La Fm Dos Bocas présente des épaisseurs de l'ordre de 300 m sur les bords du bassin et peut atteindre plus de 2000 m dans le dépocentre (forage Santo Domingo où 2360 m ont été traversés sans atteindre la

base de la formation). Cependant dans ce forage la Fm Villingota ne montre pas les faciès typiques, et le faciès de la Fm Subibaja est très réduit ; on attribue ceci à un changement latéral de faciès, et partant, l'épaisseur rapportée comme Dos Bocas correspond en fait aux trois formations qui au centre du bassin prennent des faciès lithologiques semblables.

4.2. Lithostratigraphie

La Fm Dos Bocas affleure dans le secteur Ouest du bassin. Elle est constituée par des argilites et siltites couleur chocolat, tendres, laminées, à veines millimétriques de gypse, elles contiennent quelques débris de poissons. Des blocs métriques à aspect de concrétions ou des strates discontinues à blocs lenticulaires parfois slumpés sont fréquentes. Les concrétions sont calcaires, bien lithifiées formées principalement de calcite microsparitique avec de petites quantités de quartz et de microfaune ; elles sont apparemment le résultat de processus diagénétiques. Les pélites s'altèrent en donnant des couleurs rouge jaunâtre à cause du gypse. Vers le NO la formation se biseaute et peut être confondue avec les roches du sommet du Groupe Ancón très semblables.

4.3. Biostratigraphie

La Fm Dos Bocas est généralement pauvre en microfaune surtout à la base et au sommet. Près de la base dans le secteur de Buenos Aires-Dos Bocas leur absence est presque totale. Vers la partie moyenne de la formation un léger enrichissement se traduit par la présence de foraminifères, et de radiolaires qui ont permis une datation. Dans ce niveau stratigraphique, Mills [1967] a défini deux biozones :

a) Zone à *Bolivina pisciformis* datée du Miocène inférieur parties basale et moyenne en se fondant sur les foraminifères planctoniques : *Catapsidrax dissimilis* et *C. stainforthi* (zones N5-N6).

b) Zone à *Cibicides matanzasensis* HADLEY datée par les mêmes fossiles que la zone précédente.

Ces deux zones de Mills sont en bon accord avec les datations effectuées par M. Ordoñez [in CEPE, 1986] qui a établi un âge N5-N6 avec les foraminifères : *Catapsidrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globigerinoides subquadratus* et *G. quadrilobatus* et a proposé d'utiliser les zones à *Catapsidrax dissimilis* et *C. stainforthi* de Bolli [1966] au lieu de celles de Mills. La zone c) de Mills (*Anomalina cf. affinis*) correspond par son âge (N6-N9) et la localisation des échantillons aux formations Villingota et Subibaja.

L'âge de la base de la formation n'a pas été établi par manque de fossiles. *Globorotalia opima nana* de l'Oligocène a été signalée dans les mêmes assemblages que les faunes du Miocène inférieur ci-dessus ; cette

forme a été considérée comme remaniée ou à la limite que l'âge de l'espèce pourrait atteindre le Miocène (Ordoñez, comm. pers.) ; en tout état de cause il n'y a pas de preuve que la Fm Dos Bocas atteigne l'Oligocène.

4.4. Paléomilieu de dépôt

La Fm Dos Bocas est un faciès détritique fin déposé dans la partie marine plus subsidente du bassin Progreso. L'ensemble des formations Dos Bocas, Villingota et Subibaja non différenciés dans le forage Santo Domingo-1 enregistre le taux de subsidence le plus élevé du bassin : 2500 m (sans décompaction) de dépôt en 10 Ma (biozones N4-N8) ce qui donne un taux de 250 m/Ma.

La profondeur de dépôt correspond en général à une plate-forme interne étant donné la pauvreté en microfaune, mais on enregistre dans la partie moyenne un maximum transgressif atteignant la plate-forme externe voire le bathyal supérieur ; la microfaune indique des eaux chaudes [Ordoñez, in CEPE, 1986].

5. – LA FORMATION VILLINGOTA

Mc Laughlin [1956, CALEC] a été le premier à utiliser le nom de « Membre diatomaceous Villingota ». Il l'a considéré comme représentant la partie basale de la Fm Progreso et a établi comme localité type les villages Villingota et Aguada sur la route Guayaquil-Salinas ; Landes [1956] a défini la formation. D'après le lexique stratigraphique [Bristow et Hoffstetter, 1977] la Fm Villingota est équivalente de l'ancienne Fm La Cruz de Smith [IEPC, 1947]. La formation se trouve située entre les Fm Dos Bocas sous-jacente et Fm Subibaja sus-jacente.

5.1. Lithostratigraphie

La Fm Villingota est constituée par des :

- Argilites à diatomées gris clair à blanc, laminées, friables, à écailles de poissons et foraminifères.
- Intercalations d'argilites grises sans diatomées, localement plus tufacées et gréseuses
- Siltites calcaires en bancs décimétriques bien stratifiés, souvent en concrétions.

5.2. Biostratigraphie

L'âge de la Fm Villingota d'après Ordoñez [in CEPE, 1986] est du Miocène inférieur (partie moyenne, N5-N6) grâce à une microfaune semblable à celle de la Fm Dos Bocas. D'après Whittaker [1988] les nannofossiles *Sphenolithus heteromorphus* et

Helicosphaera ampliaperta d'âge NN3-NN4 et *C. stainforthi* indiquent un âge N6-N7.

5.3. La Formation Villingota sur Le flanc nord du Bassin Progreso

Sur le bord nord du bassin, le long de la route Guayaquil-Salinas (km 40 à 46) à l'Ouest d'El Consuelo et plus au Nord sur un secteur ample situé entre la Teresita et Las Juntas, affleurent des roches riches en microfossiles qui peuvent être attribuées à la Fm Villingota. Ces roches ont été assignées à la Fm Subibaja par Benítez [1986] en se fondant sur la présence d'une abondante microfaune de foraminifères mais la révision des espèces déterminées par Ordoñez [in CEPE, 1986] nous a montré la présence de *Catapsydrax stainforthi* et de *C. dissimilis* (Ech. # 160 et 161, coord. 586,5-9747,0 ; Ech. # 84, coord. 583,0-9754,8) qui sont des marqueurs des zones N5-N6. Il ne s'agit pas non plus de la Fm Dos Bocas car la lithologie consiste en pélites gris clair à sombre, où jaunâtres, à débris de poissons, plus semblables aux faciès de la Fm Villingota, quoiqu'on n'ait pas signalé de diatomées. Les relations stratigraphiques de terrain et les données de forages montrent que des faciès semblables surmontent la Fm Zapotal et se trouvent sous des grès à gastéropodes appartenant à la Fm El Consuelo.

5.4. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

Le faciès à diatomées typique de la Fm Villingota a été déposé seulement dans le centre Ouest du bassin, c'est-à-dire dans un secteur à apports détritiques côtiers réduits ; dans le reste du bassin la formation est formée de faciès pélitiques néritiques à Foraminifères et correspondrait à un maximum transgressif.

Les diatomites de Villingota ne sont pas un phénomène isolé du bassin Progreso ; elles représentent un faciès commun dans le Tertiaire de l'avant-arc des Andes. Ceci a été corrélié avec la remontée d'eaux océaniques froides (upwellings) par Koizumi [1992]. Ce phénomène est présent dès l'Éocène supérieur dans la Fm Chira du NO péruvien et représente une augmentation de la circulation océanique provoquée par l'installation de la calotte glaciaire sur le continent antarctique. La richesse de la Fm Villingota en microfaune pélagique caractérise un maximum transgressif, ce qui est corroboré par l'observation de la transgression sur la marge Nord du bassin.

6. – FORMATION EL CONSUELO

Au Nord de la Faille Carrizal depuis le village El Consuelo (km 40 route Guayaquil-Salinas) jusqu'au secteur du Rio Camarona dans l'extrême NO du bassin,

affleurent des grès litho-feldspathique (tufacés ?) en position subhorizontale qui ont été cartographiés comme Fm Progreso et Fm Zapotal (Feuille Chongón 1/100 000). Ce secteur se trouve sur la zone tectoniquement soulevée appelée Alto Chongón-San Vicente.

6.1. Définition et relations stratigraphiques

Ces roches surmontent en concordance les roches pélitiques de la Fm Villingota et par endroits sont en discordance sur des roches de la Fm Zapotal et du Groupe Ancón ; elles se trouvent sous les argilites à foraminifères de la Fm Subibaja. Ce dernier contact peut s'observer dans la colline de Bellavista (coord. 574,6-9760,5). Un contact transitionnel avec la Fm Villingota sous-jacente a été observé dans la coupe de Rios Hondo et Barbasco sur le bord NO du bassin [Montenegro *et al.*, 1986]. A cet endroit des pélites grises fossilifères, faciès caractéristique de la Fm Villingota, se biseautent et s'enrichissent progressivement en siltites et grès massifs tufacés à faune de mollusques (fig. 47). Ces lithologies constituent les faciès les plus caractéristiques de la Fm El Consuelo.

Ces roches ont été considérées comme appartenant à la Fm Villingota [CEPE, 1986] et Benítez [1986] les a dénommées Membre El Morro-Posorja par corrélation avec les Conglomérats El Morro, les Tufts Posorja et d'autres grès tufacés qui affleurent dans la zone de Daular. Sur le bord NE du bassin, entre El Consuelo et Rio Beden, affleurent aussi des dépôts gréseux continentaux qui ont été cartographiés par CEPE [1986] comme « Fm Villingota plus Zapotal indifférenciées ». Maintenant que la stratigraphie du bassin est mieux connue, on sait que les Conglomérats de El Morro et les Tufts Posorja ne sont pas corrélables avec les grès massifs à mollusques de la bordure Nord du bassin Progreso. Ceux-ci constituent une unité cartographiable, aisément différenciable de la Fm Zapotal (par sa lithologie et sa moindre déformation), qui affleure plus à l'Est du village El Consuelo sur la route Guayaquil-Salinas.

Pour les raisons déjà exposées, il est raisonnable de créer pour ces roches une dénomination formationnelle propre. On a donc choisi le nom de Formation El Consuelo du village du même nom situé au km 40 de la route Guayaquil-Salinas, où affleure la base de la formation (fig. 48). Néanmoins, la Fm El Consuelo a ici un caractère continental tandis que dans le NO du bassin (Rios Hondo, Barbasco et Camarona) elle montre un caractère transitionnel à marin peu profond, raison pour laquelle on n'a pas encore défini une localité type où sont présents tous les faciès de la formation.

Des faciès similaires se trouvent dans les secteurs de Manglaralto et Valdivia (Grès San Pedro), où ils ont été cartographiés comme Fm Zapotal. Les Grès de San Pedro comportent des macroforaminifères du Miocène inférieur [Bristow et Hoffstetter, 1977] et sont situés stratigraphiquement sur des pélites de la Fm Dos Bocas

EPAIS (m)	L I T H O L O G I E	PALEOMILIEU	Fm
800	Siltites tendres riches en foraminifères	NERITIQUE INT.	SUBI-BAJA
700	Grès marrons massifs, métriques, localm. tuf., à niveaux calc. et mollusq., bioturbés	SUBLITORAL A LITORAL	EL CONSUELO
600	Grès silteuse, massif, friable.		
500	grès marrons, laminés, fins, à feuilles		
400	Grès gris, fins, laminés, métriques, à intercal. de grès calc. à mollusques.		
300	Argilites gris clair, friables, à foraminifères	NERITIQUE EXT.	
200	Alternance d'argilites marron et silt. gréseuses. Concrétions calc. métrique	NERITIQUE	DOS BOCAS
100	Argilites chocolat friable à gypse, et concrétions calc. décimétriques.		
0	Conglom. et grès congl. à str. entrecr..	FLUVIATILE	ZAPOTAL
		NER.EXT a BATH.	SAN MATEO

Fig. 47. – Colonne stratigraphique des Rios Hondo et Barbasco. Données d'après Montenegro *et al.* [in CEPE, 1986]. Les épaisseurs sont estimées

d'âge N6 [Whitaker, 1988] et sous des grès corrélables avec ceux de Punta Montañita. Les faciès marins de Punta Montañita et San Pedro semblent passer vers l'Est, sur le versant sud de la CCC, à des dépôts de type continental qui ont été aussi cartographiés comme Fm Zapotal. Cette transition est comparable à celle qui est observée dans le bassin de Progreso. Ainsi les roches de ce secteur sont corrélables avec la Fm El Consuelo.

6.2. Lithostratigraphie

Sur la colline au Nord du village El Consuelo on a mesuré une épaisseur de 50 m (coord. 590,3-9748,9). La série est constituée par des grès marrons massifs à lamines, lithofeldspathiques, friables, avec quelques niveaux à stratifications entrecroisées de type feston, à lentilles conglomératiques, et à concrétions ferrugineuses type « balle de canon » (« armored balls ») ; des intercalations de siltites et tufs gris laminés à feuilles sont présentes ; l'ensemble est considéré comme déposé dans un paléomilieu fluvio-lacustre.

A Rio Camarona et Rios Hondo-Barbasco (fig. 47) on rencontre des grès gris à grain fin à moyen, massifs ou laminés, en bancs métriques, friables, et qui peuvent présenter des niveaux tufacés et des empreintes de feuilles ainsi que des niveaux calcaires à mollusques, principalement des gastéropodes.

A Punta Montañita on trouve des bancs décamétriques de grès gris, à altération de couleur marron,

massifs, localement laminés, à débris de plantes et aspect tufacé, et un niveau métrique très bioturbé avec quelques mollusques (entrée Sud) d'extension latérale limitée. L'ensemble présente des fractures remplies de gypse.

6.3. Biostratigraphie

Dans le bassin Progreso aucune détermination de fossiles n'a été faite sur des roches qui appartiennent à la Fm El Consuelo ; il est probable qu'une grande partie de la macrofaune de mollusques qui a été rapportée à la Fm Zapotal appartienne en réalité à cette formation.

A Punta Montañita, Olsson [1931, in Bristow et Hoffstetter, 1977] a rapporté les gastéropodes *Thyasira montañita*, *Epitonium* aff. *antiquense* Brown et leur a assigné un âge oligocène moyen en se fondant sur une possible corrélation avec la Fm Punta Ancón qu'il supposait de cet âge. Bristow [1975] a collecté un Nautiloïde qui a été identifié par M. Howarth du British Museum comme *Aturia curvilineata* Miller et Thompson, connu dans des roches du Miocène inférieur en Équateur [Fm Subibaja, Marks, 1951 p.143] et au Venezuela, Trinidad, Florida [Miller, 1947, in Bristow et Hoffstetter, 1977]. Dans le cadre de la convention ORSTOM-PE des cartilages de requin ont été récoltés (E. Jaillard, commun pers.). Provenant d'un point situé plus haut sur la route qui passe par Punta Montañita,

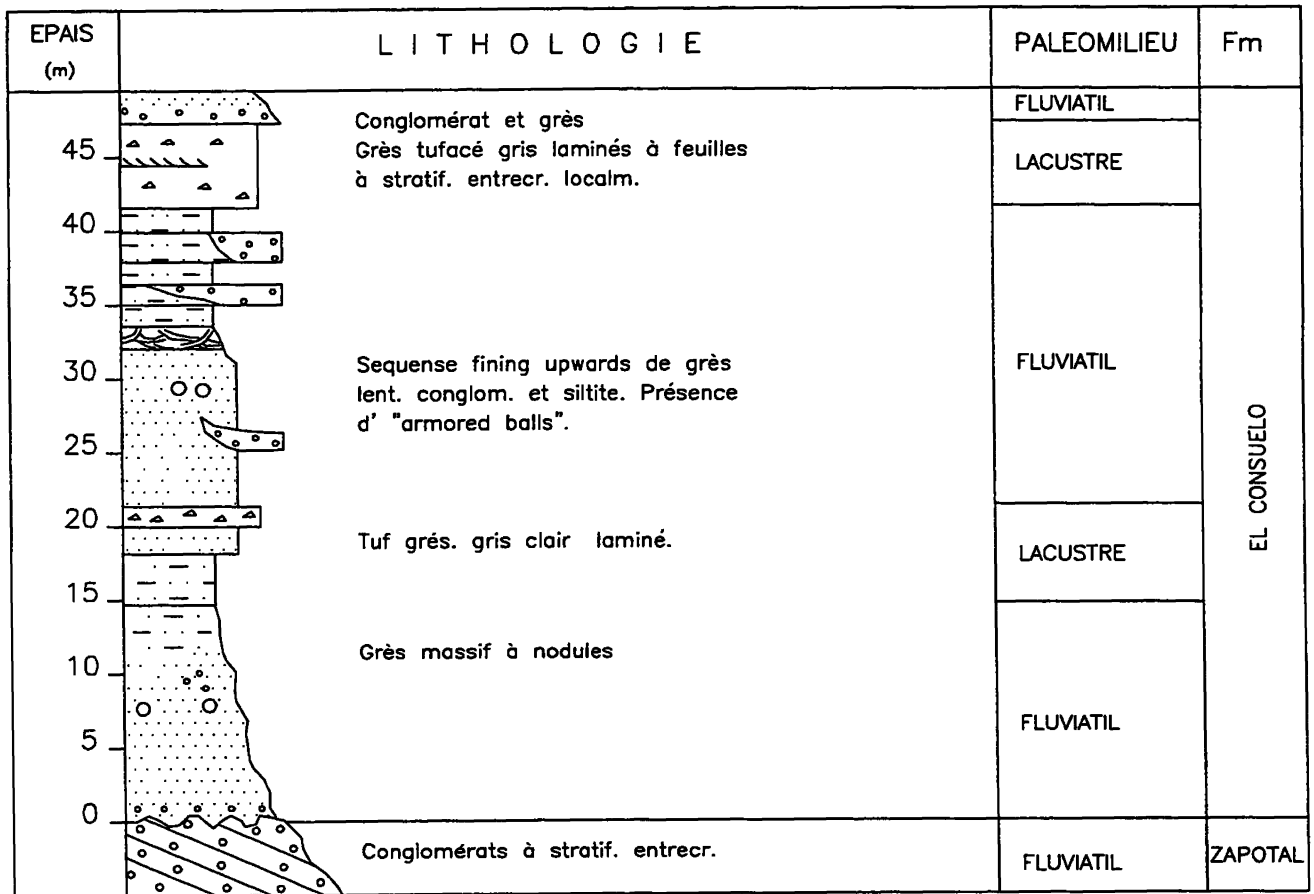


Fig. 48. – Colonne de la base de Fm El Consuelo dans la colline au Nord du Village El Consuelo (Km 40 de la route Guayaquil-Salinas).

Ordoñez *in* Jaillard *et al.* [1993] a identifié quelques foraminifères et radiolaires dont *Lithocyclia ocellus* de l'Éocène moyen à supérieur, qui sont vraisemblablement remaniés de la Fm San Mateo sous-jacente.

Par la position stratigraphique de ces roches situées au-dessus des faciès Dos Bocas ou Villingota dont le sommet est d'âge N7 et sous les faciès de Subibaja dont la base est d'âge N8, l'âge serait à la limite entre N7 et N8, soit de la partie terminale du Miocène inférieur.

6.4. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

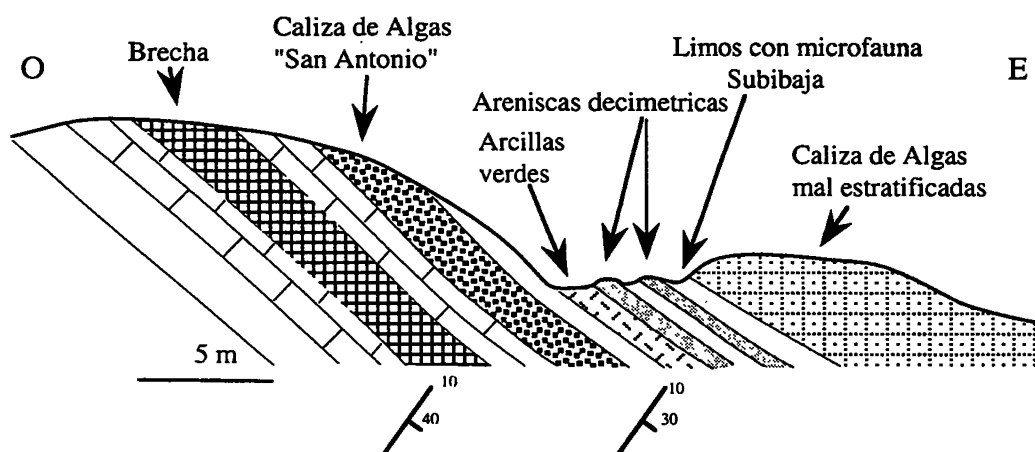
La Fm El Consuelo présente des faciès continentaux à El Consuelo et des faciès transitionnels à marins peu profond à Rio Hondo. Dans le secteur de Montañita on rencontre aussi une transition entre des faciès continentaux (CCC) et marins peu profonds à Montañita. Cela signifie que la CCC constituait à cette époque la principale source détritique. Les affleurements du bassin Progreso ne sont pas actuellement en continuité avec ceux de Montañita, quoiqu'il semble qu'ils aient été déposés sur une frange continue au Sud de la CCC. Une érosion postérieure a donc séparé les deux zones.

6.5. Corrélations

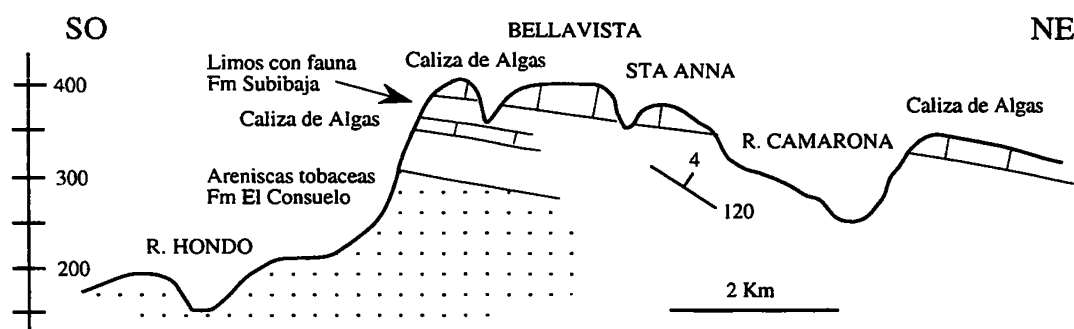
Les roches de la Fm El Consuelo ont été attribuées aux formations Progreso, Zapotal et Punta Ancón. Le cas le plus connu est celui des grès de Punta Montañita qui ont été d'abord attribués à la Fm Punta Ancón par Olsson [1931], [critère qui a été repris par Jaillard *et al.*, 1993], cartographiés comme Fm Zapotal (Feuille Manglaralto 1/100 000), puis situés dans la Fm Progreso par Whittaker [1988]. Les roches de la Fm El Consuelo sont corrélables avec les grès de la Fm San Agustín du Bassin Manabí qui ont été datées N8A par Whittaker [1988]. Par leur position stratigraphique et la similitude des faciès, les grès à gastéropodes de Posorja seraient aussi corrélables avec la Fm El Consuelo, ce qui est confirmé par les datations obtenues sur des tufs interstratifiés (M. Bonhomme, E. Jaillard comm. pers.).

7. – LA FORMATION SUBIBAJA

Elle a été définie par les géologues d'IEPC [Landes, 1944 ; Smith, 1947 ; Williams, 1947]. Elle est constituée de siltites calcaires riches en foraminifères. Elles



Sito Cantera San Antonio. Relaciones estratigráficas y estructurales entre Subibaja y Caliza San Antonio



Relaciones estratigráficas y estructurales entre Subibaja y Calizas Bellavista

Fig. 49. – Relations stratigraphiques entre la Fm Subibaja et les calcaires San Antonio et Bellavista dans les bords Sud et Nord respectivement du Bassin Progreso.

affleurent aux environs du village de Subibaja (coord. 5,613-97,577) et au Sud de Zacachum (coord. 5,634-97,497) sur le chemin à Buenos Aires. Dans ces endroits, elle a été redéfinie par Marks [1951]. Celui-ci a divisé la formation en deux membres, Saiba (inférieur) et Zacachum (supérieur) qui ne présentent pas de très grandes différences lithologiques, le membre supérieur se caractérise par une diminution de la microfaune et une augmentation des mollusques ; ceci reflèterait une diminution de la profondeur du milieu de dépôt. Les géologues de CALEC [Graffham, 1956 ; Mc Laughlin, 1956], ont utilisé le nom d'Aguada au lieu de Subibaja. Les géologues d'AEO ont considéré la Fm Subibaja comme un membre de la Formation Progreso (Membre Progreso Inferior, unité 4 de Colman). Ce critère a été utilisé par la DGGM lors de la cartographie de la Zone (Feuille Chongón 1/100 000). Ainsi la Fm Subibaja n'est pas différenciée sur cette carte, cependant sa richesse en microfaune de foraminifères en fait un bon marqueur stratigraphique cartographiable, et donc aussi structural.

Selon Benítez *et al.* [1986], en se fondant sur des relations de terrain, la Fm Subibaja est interdigitée avec les calcaires San Antonio et Bellavista localisés respectivement sur les bords Sud et Nord du bassin de Progreso (fig. 49). Cette observation a été confirmée par de nouvelles datations biostratigraphiques effectuées par M. Ordoñez sur le corps principal du calcaire San Antonio.

7.1. Lithostratigraphie

Les roches typiques de la Fm Subibaja, Membre Saiba, sont des siltites calcaires d'aspect moucheté ; celui-ci est dû à la présence d'une abondante microfaune de foraminifères ; ces roches se désagrègent en petits cubes irréguliers centimétriques. Dans le membre supérieur les siltites gris verdâtre et des strates minces de grès fins à mollusques sont communes.

— CEPE [1986] a cartographié cette unité en se fondant sur une grande quantité de déterminations micropaléontologiques provenant d'échantillons

récoltés au cours de travaux sismiques. Ces études ont montré une grande extension des affleurements dans le NO du bassin et son existence, associée aux calcaires Bellavista, au Nord de la Faille Carrizal où elle repose sur les grès massifs de la Fm El Consuelo (fig. 49).

7.2. Biostratigraphie

Des affleurements de la bordure du bassin ont fourni un âge N8A du Miocène inférieur partie terminale en se fondant sur l'extinction des foraminifères *Globigerina tripartita* et *Catapsidrax stainforthi* et l'apparition de *Globigerinoides sicanus*. Whittaker [1988] suggère un âge N8 ou N9 par la présence de spécimens mal préservés de *Praeorbulina* et *Orbulina*. Intercalés avec les calcaires San Antonio et Bellavista on rencontre des argilites qui contiennent *Globorotalia fohsi peripheroronda* et *Globigerinoides sicanus* d'âge N8.

Au centre-Sud du bassin l'étude de « cuttings » provenant de faciès similaires à celui de la Fm Subibaja du forage Santo Domingo [Ordoñez in CEPE, 1986] a fourni un âge N9-10 (Miocène moyen partie basale), datation basée sur l'extinction de *Globorotalia siakensis* et *G. fohsi peripheroronda* et l'apparition de *Globigerina woodi* et *G. calida*.

7.3. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

Selon Marks [1951] la macrofaune de la Fm Subibaja correspond à une paléo-profondeur de dépôt comprise entre 6 et 120 m. La microfaune constituée surtout de très abondants foraminifères benthiques indique aussi un paléomilieu néritique plutôt interne. L'interdigitation avec les calcaires San Antonio et Bellavista à faciès récifaux suggère que, sur les bords du bassin, le dépôt était très proche de la ligne de côte. La Fm Subibaja existant aussi sur l'île Puna et plus au Sud dans le Golfe de Guayaquil on peut affirmer qu'à cette époque le bassin Progreso était connecté à la mer à travers le Graben de Jambelí.

8. – LA FORMATION PROGRESO

La Fm Progreso qui surmonte la Fm Subibaja a été mentionnée dès les premières études géologiques menées dans le bassin [Coloma Silva, 1939 ; Landes, 1944 ; Thalman, 1946]. La localité type a été définie par Marks [1951] sur la route Progreso-Playas, 11 km au Sud de l'ancienne ligne de chemin de fer [Bristow et Hoffstetter, 1977]. Les géologues de CALEC, Anglo et DGGM ont considéré la Fm Subibaja comme le membre basal de la Fm Progreso. Dans cette étude on a repris la définition originale de Marks [1951] excluant la Fm Subibaja, ce qui correspond aux recommandations de Bristow et Hoffstetter [1977].

8.1. Lithologie

La base de la formation est observée dans le chenal du Rio Grande [CEPE, 1986 ; Point. 96, coord. 565,85-9724,25] où l'on rencontre des grès calcaires et des lumachelles à turritelles et ostreïdes, et des intercalations d'argilites plastiques gris olive. Les grès sont mal triés et montrent quelques galets arrondis. Dans le village de Zacachum, les grès et lumachelles situés à la base de la formation forment un banc en relief affleurant sur plusieurs km de longueur, de direction NO-SE, à pendage vers le centre du bassin ; ces grès sont à grain moyen à grossier, à stratifications entrecroisées (sens de courant vers le NE) et galets de plusieurs centimètres ; leur composition est litho-feldspathique. La même lithologie caractérise le reste de la formation.

8.2. Biostratigraphie

Marks [1951] a établi un âge miocène moyen fondé sur des mollusques. Le sommet de la Fm Subibaja sous-jacente étant d'âge N9-10, la base de Progreso appartient au plus à N10, elle est sans doute plus jeune (Miocène moyen). Le sommet de la formation n'a pas non plus été daté avec précision, et on lui a assigné un âge miocène supérieur en considérant que la base de la Fm Puna sus-jacente est d'âge miocène terminal-pliocène moyen. Dans ces conditions les Tufs Posorja datés radiométriquement de la partie inférieure du Miocène supérieur (K/Ar sur plagioclase $8,6 \pm 1,7$ Ma) correspondent à un événement contemporain de la Fm Progreso.

La microfaune est très pauvre ; on rencontre surtout quelques foraminifères benthiques qui permettent d'établir que l'âge se situe dans l'intervalle Miocène-Pliocène d'après la liste suivante rapportée par CEPE [1986] : *Bathysiphon* sp., *Ammobaculites americanus*, *Nodosaria* sp., *Robulus americanus*, *Bolivina marginata*, *B. advena*, *B. pisciformis*, *Bolivina* sp., *Bulimina falconensis*, *Buliminella elegantissima*, *Buliminella* sp., *Buliminellita* sp., *Uvigerina isidroensis*, *Nonionella incisa*, *N. atlantica*, *Hanzawaia concentrica*, *Cibicides matanzaensis*, *Eponides* sp., *Valvulineria* (*Anomalina affinis*), *Ammodiscus* sp. et *Miliolidae*.

8.3. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

Au Rio San Antonio (Point 175, coord. 567,2-9721) Montenegro [in CEPE, 1986] signale des séquences à caractère estuarien ; les grès conglomératiques à lumachelles de la base seraient des faciès de chenaux tidaux, les alternances silt-argiles laminées à structures flaser représenteraient des faciès de plaine tidale (intertidal mud flat) et passeraient ensuite à des argiles silteuses de faciès supratidal ; les calcaires lumachelliques correspondraient à des faciès plus proches de la mer.

9. – LES TUFES POSORJA

Ils affleurent au Nord du Port de Posorja. Ils ont été inclus avec les grès à gastéropodes du Sud de Posorja, et les conglomérats El Morro dans la Fm El Morro par Mc Laughlin [1956]. La Fm El Morro a été elle-même incluse dans la Fm Zapotal [Bristow, 1975] et cartographiée ainsi sur les feuilles géologiques Estero Salado et Puna (1/100 000). La seule macrofaune rapportée est un gastéropode : *Ampullinopsis spenceri* [Bristow et Hoffstetter, 1977]. Avant cette étude on ne disposait pas de datations de ces tufs. Celle-ci a été réalisée dans le cadre de la convention PE-ORSTOM au LGCA de l'Université de Grenoble par M. Bonhomme (E. Jaillard comm. pers.).

9.1. Lithologie

La série épaisse de près de 40 m est constituée de :

- à la base, tufs blancs, laminés, remaniés, présentant des altérations argileuses verdâtres (10 m) ;
- tuf blanc massif localement laminé (10 m) ; sa composition majoritaire est une matrice fine de verre volcanique à grains isolés de quartz, plagioclase et biotite ;
- grès tufacés marrons en bancs métriques laminés à massifs (15 m) ;
- l'ensemble est surmonté après une discordance érosive par des grès tufacés marron à stratifications entrecroisées (5 m).

9.2. Âge et corrélations

Ces tufs et grès tufacés ont été corrélés avec des grès tufacés qu'on trouve vers le SE dans des petites îles du Canal El Morro et à Punta Gruesa à l'extrême NO de l'île Puna, roches qui ont été également cartographiées sous le nom de Fm Zapotal [Garcia, 1986]. En conséquence on attendait un âge équivalent à l'Oligocène terminal-Miocène basal. Les datations radiométriques par la méthode K/Ar effectuées par M. Bonhomme du LGCA ont donné un âge de $12,7 \pm 0,8$ Ma sur roche totale et $8,6 \pm 1,7$ Ma sur plagioclases, ce qui situe ces tufs dans le Miocène supérieur (partie inférieure). Ils doivent donc être corrélés à la Fm Progreso.

10. – LA FORMATION PUNA

Elle a été définie par Pilsbry et Olsson [1941] dans les falaises marines du NE de l'île Puna ; un âge pliocène est proposé en se fondant sur la macrofaune de mollusques. Les géologues d'IEPC ont établi deux membres dans la Fm Puna, le Membre inférieur Placer et le Membre supérieur Lechuza.

Dans un rapport inédit de l'AEO, des foraminifères du Pliocène sont signalés dans la partie SE du bassin et rapportés à la Fm Progreso. Selon Benítez [1983] cette microfaune devrait appartenir non à la Fm Progreso mais à un cycle sédimentaire différent la Fm Puna. Jimenez [1985] a identifié une nannofaune du Pliocène dans des roches du SE du bassin Progreso ce qui a permis de caractériser la partie basale de la Fm Puna. Cette Fm Puna a été étudiée dans la coupe du Rio Grande près de San Antonio par CEPE [1986].

10.1. Lithologie

Si l'on excepte la partie basale à foraminifères, la formation est très semblable à la Fm Progreso, un peu plus argileuse toutefois et montrant moins de lumachelles. Elle est constituée par des argiles gris olive, tendres, à gypse fin, associées à des siltites argileuses marron jaunâtre, localement calcaires, en couches décimétriques, à des grès fins, marrons, décimétriques, friables, d'aspect nodulaire, à des concrétions dolomitiques et à de rares lumachelles.

10.2. Biostratigraphie

L'âge de la partie basale de la formation est compris entre le Miocène terminal et le Pliocène moyen. Cet âge a été déterminé avec les foraminifères *Globoquadrina altispira globosa*, *Globigerina nepenthes*, et *G. larmenii*. L'âge de la partie supérieure estuarienne serait donc post Pliocène moyen.

10.3. Paléomilieu de dépôt et paléogéographie

La partie supérieure est caractérisée par un paléomilieu de dépôt estuarien. La partie inférieure à microfaune marine témoigne d'une période transgressive. Le bassin Progreso en voie d'émersion définitive était ouvert du côté du Graben Jambelí qui était déjà un bassin très subsident.

III-E - LE GRABEN JAMBELÍ

C'est une zone tectoniquement complexe de direction NE-SO occupée par l'Ile Puna, le Canal de Jambelí, et la partie Sud du Golfe de Guayaquil (fig. 50). Dans la partie Nord elle communique avec le Bassin Progreso mais les relations structurales ne sont pas encore bien connues. Sur son axe ont été identifiés plusieurs hauts structuraux ; le bassin a fait l'objet de prospection d'hydrocarbures aboutissant à la perforation de quelques forages :

- Golfo de Guayaquil-1, Amistad Sur-1, Amistad 1 à 4, et Fé-1 localisés sur des hauts structuraux du bassin.

- Esperanza-1 et Tenguel-1 dans le secteur le plus subsident.

- Domito-1, Golfo-1, Tiburon-1 et Playas sur des zones soulevées qui limitent le bassin vers l'Ouest.

On y a reconnu les mêmes formations que dans le Bassin Progreso et sur l'Ile Puna à l'exception de la Fm Zapotal. Dans la zone la plus subsidente seules des séries plus récentes que le Miocène supérieur ont été forées ; les forages plus profonds Golfo de Guayaquil-1 et Amistad Sur-1 ont seuls atteint le Miocène inférieur (fig. 51). Les formations décrites dans le Graben Jambelí ont en général les mêmes que celles rencontrées dans le Bassin Progreso.

1. - LE SOCLE DU GRABEN JAMBELÍ

On n'en connaît pas d'affleurement dans le Graben Jambelí étant donné sa condition d'aire subsidente. Mais il est connu à sa limite Nord sur quelques îles du delta-estuaire du Rio Guayas et vers le NE dans les collines de Churute et Masvale où affleurent les roches basiques à bas degré de métamorphisme de la Fm Piñón, représentant une croûte océanique [Moreno *et al.*, 1983]. Vers l'Est, sur les contreforts de la Cordillère Occidentale, le substratum est constitué par un ensemble tectonisé de roches sédimentaires, ignées basiques et métamorphiques d'âge crétacé, encore mal cartographiées et placées dans une seule formation (Fm Macuchi) malgré leur diversité. Au Sud, depuis la Provincia El Oro jusqu'au NO péruvien, le socle est constitué par des roches métamorphiques et ignées d'origine continentale, crétacées ou plus anciennes.

2. - LE PALÉOGÈNE

Il n'a été caractérisé ni en surface ni en forages sur les aires subsidentes. Les seules mentions de roches

paléogènes se trouvent dans les forages Data-1, Playas-1 et Tiburon-1 sur la bordure Ouest du bassin (Alto Santa Elena). On suppose qu'il existe sous le bassin.

3. - LA FORMATION ZAPOTAL

Dans l'extrême NO de l'Ile Puna, à Punta Gruesa, Garcia et Vilema [1986] signalent une série attribuée à la Fm Zapotal. La base est constituée d'argilites gris olive, non calcaires, laminées (2,5 m) et de grès gris clair à lentilles de siltites tufacées et de pélites (3 à 5 m) ; plus haut viennent des grès calcaires à grain moyen, à altération en boules, à macrostratifications entrecroisées et chenaux à la base (3 à 7 m) et au sommet, des grès moyens à grossiers, gris clair, non calcaires, laminés (8 m). Ces roches n'ont pas été datées précisément ; quelques foraminifères benthiques comme *Nodosaria* sp., *Bulimina* sp., *Hastigerina* sp., *Uvigerina*, *Globobulimina*, *Buliminella* et un micro-pélécyfode, permettent d'inférer un paléomilieu marin peu profond à transitionnel d'eau chaude [Garcia, 1986].

Ces roches ont été corrélées avec les Tufs Posorja et de ce fait placées dans la Fm Zapotal. Mais comme on l'a montré plus haut l'âge des tufs conduit à les corréler à la Fm Progreso. Il faudra donc mieux préciser la position stratigraphique de cette série de l'Ile Puna.

4. - LA FORMATION DOS BOCAS

Elle a été cartographiée par Garcia et Vilema [1986] en se fondant sur des cuttings de forages à l'Ile Puna. Elle forme une frange allongée sur 2 km de largeur, parallèle à la Faille La Cruz, qui traverse l'Ile sans affleurer jusqu'à Campo Alegre.

Garcia et Vilema [1986] n'ont pas différencié les Fm Dos Bocas et Villigota à l'Ile Puna. Les siltites gris verdâtre à microfaune (sans diatomées) qu'ils considèrent appartenir à la Fm Dos Bocas, appartiennent plus probablement à la Fm Villigota sus-jacente.

Lithologie

La Fm Dos Bocas *sensu stricto* est formée d'argilites grises, de dureté moyenne, de couleur d'altération chocolat et présentent une abondance de gypse très fin.

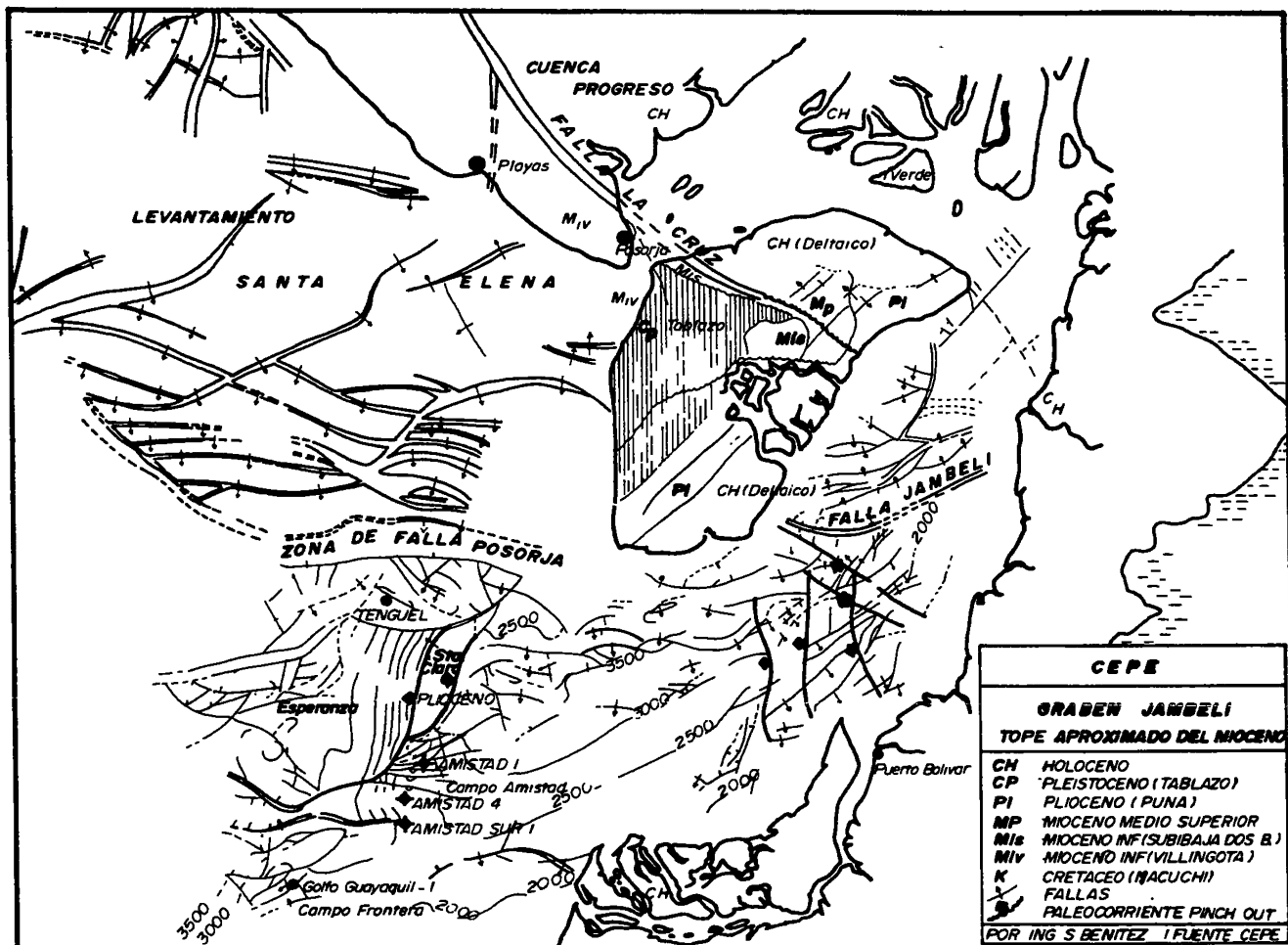


Fig. 50. – Le Graben Jambeli : Cartographie du sommet du Miocène d'après CEPE-WG. Toutes les séries affluent à l'île Puna.

Biostratigraphie

Comme dans le Bassin Progreso, la partie basale ne montre pas de microfaune à l'exception de quelques radiolaires. En revanche il en existe vers le sommet. Une microfaune d'âge N5-N6 a été rencontrée dans des siltites gris verdâtre (Fm Dos Bocas d'après Garcia et Fm Villingota à mon avis d'après sa lithologie) : foraminifères planctoniques : *Globorotalia siakensis*, *G. obesa*, *Globigerina venezuelana*, *G. tripartita*, *Globigerinoides quadrilobatus trilobus*, *G. quadrilobatus sacculifer*, *G. quadrilobatus altiapertura*, *G. subquadratus*, *Catapsydrax dissimilis*, et *Globigerinita incrusta* ; foraminifères benthiques : *Nodosaria lamellata*, *Stilostomella advena*, *Bolivina pisciformis*, *B. marginata*, *Bulimina falconensis*, *Uvigerina isidroensis*, *Robulus americanus*, *Rectuvigerina transversa*, *Cancris sagrari*, *Valvulineria* sp., *Bulliminelita* sp., et *Siphonodosaria* sp.

Paléomilieu de dépôt

- Les foraminifères représentent un paléomilieu néritique externe à bathyal supérieur qui correspond probablement à un maximum transgressif.

5. – LA FORMATION VILLINGOTA

Les roches argileuses qui affluent dans le secteur de Campo Alegre au centre de l'île Puna ont été à tort placées dans la Fm Subibaja par Palacios [1983], Garcia et Vilema [1986] et Benítez [1986], car la microfaune qu'on y rencontre est d'âge N5-N6, ce qui correspond soit à la Fm Dos Bocas, soit à la Fm Villingota. D'après la lithologie je pense qu'il s'agit de cette dernière.

Lithologie

Elle est constituée par des argilites grises à gris verdâtre riches en microfaune, des siltites gris jaunâtre, gréseuses et rarement des bancs de grès fin gris jaunâtre à gris sombre [Garcia et Vilema, 1986].

Biostratigraphie

L'association de *Catapsydrax dissimilis* et *C. stainforthi* est d'âge N5-N6. Garcia [1986] a publié une liste dans le secteur de Campo Alegre : *Globorotalia siakensis*, *Catapsydrax* cf. *dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globigerina venezuelana*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *Globigerinoides quadrilobatus trilobus*,

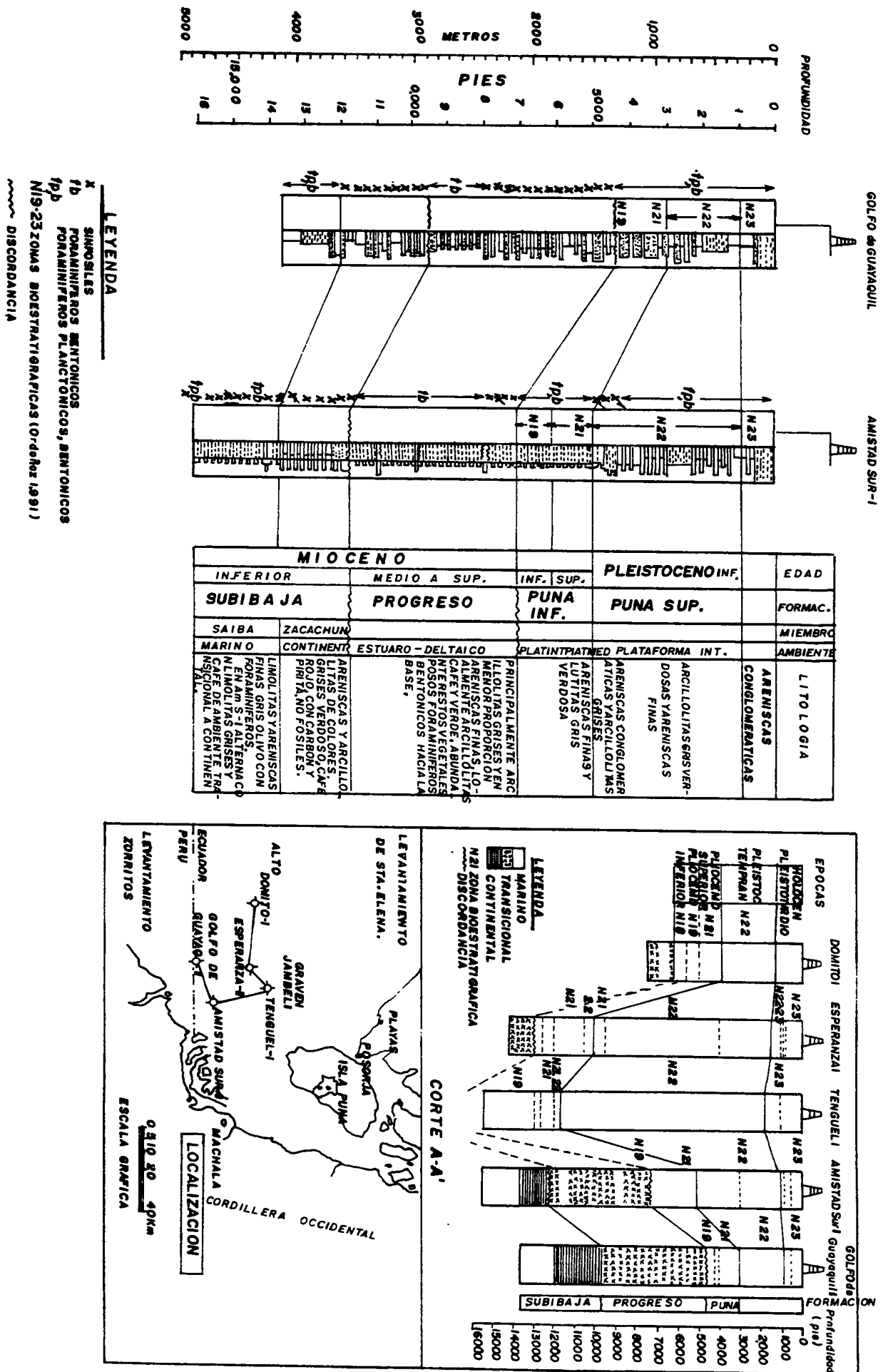


Fig. 51. - Stratigraphie du Graben Jambeli, d'après les données des forages.

Globoquadrina altispira globosa, *Globorotalia obesa*, et *Globigerinoides quadrilobatus sacculifer*, *Nodosaria longiscata*, *Siphonodosaria* sp., *Martinotiella palida*, *Vaginulina alazensis*, *Marginulina* sp., *Nodosaria lamellata*, *Plectofrondicularia californica*, *Bolivina pisciformis*, *B. ecuadorana*, *Rectuvigerina transversa*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina isidroensis*, *Bulimina falconensis*, *Robulus americanus* et *Eponides ecuadorana*.

Paléomilieu de dépôt

D'après sa grande extension, la Fm Villingota correspond encore ici à un maximum transgressif et caractérise une paléoprofondeur bathyale supérieure.

6. – LA FORMATION EL CONSUELO

Les travaux de terrain étant antérieurs à la définition de cette formation, il est possible que ces faciès se soient déposés dans le Graben ; ils pourraient se trouver à l'Ile Puna, confondus avec la Fm Progreso, ou subaffleurant sous les sédiments quaternaires qui couvrent un secteur très vaste au NO.

7. – LA FORMATION SUBIBAJA

Garcia et Vilema [1986, p. 33] font mention de la présence de la Fm Subibaja sous le Quaternaire dans le tracé de la ligne sismique D-2 localisée au NO de l'Ile Puna. On a vu déjà que les affleurements de la partie centrale de l'île (Campo Alegre) appartiennent plutôt à la Fm Villingota (ou à la limite Dos Bocas). Elle a aussi été signalée dans des forages pétroliers du Golfe de Guayaquil.

Lithostratigraphie

Dans le forage Golfe de Guayaquil-1 (fig. 51) on a trouvé une puissante série sédimentaire différenciée en deux membres dont le Zacachum est spécialement bien développé.

Le Membre Saiba apparaît dans l'intervalle 3,658-4226 m (12000'-13800') avec une épaisseur de 568 m. Il est constitué à la base par des argilites grises et beiges, riches en microfaune, et des grès fins argileux au sommet [Benítez, *et al.* 1982].

Au-dessus du Membre Saiba apparaissent des faciès continentaux, correspondant au Membre Zacachum, épais de 762 m (intervalle 2,896-3658 m, 9500'-12000'). Il s'agit de grès et d'argilites de couleurs gris verdâtre, marron ou rouge, qui présentent du charbon et de la pyrite et ne contiennent pas de microfaune. Des séquences semblables ont été trouvées dans le forage Amistad Sur-1.

Biostratigraphie

Dans le Membre Saiba du forage Golfe de Guayaquil-1 on a déterminé les foraminifères : *Globigerina venezuelana*, *Fursenkoina punctata*, *Florilus scaphus*, *Buliminella elegantissima*, *Bolivina nobilis*, *Ammonia becarrii*, *Nonionella* sp., *Quinqueloculina* sp., *Bulimina* sp., *Nonionella* sp., *Cassidulina* sp. et *Discorbinella* sp., qui donnent un âge miocène inférieur à moyen.

Paléomilieu de dépôt

D'après la microfaune, les roches du Membre Saiba ont été déposées sur une plate-forme externe. Par contre le Membre Zacachum correspond à des dépôts continentaux probablement palustres ou lacustres. Cela signifie que la transgression ample qui a caractérisé la partie basale de la Fm Subibaja, et bien représentée dans le Bassin Progreso, l'est aussi dans le Graben Jambelí, et qu'elle est suivie d'une régression qui est mieux caractérisée dans le Graben Jambelí par les dépôts continentaux du Membre Zacachum.

8. – LA FORMATION PROGRESO

Elle affleure dans la moitié septentrionale de l'Ile Puna. Elle a été appelée Fm Cerro Mala par Bushnell [1938] et a été considérée équivalente de la Fm Progreso par la DGGM [1975]. Elle est bien représentée dans les forages Golfo de Guayaquil-1, Amistad-1, Esperanza-1, Domito-1 et Amistad 1 à 4.

Lithostratigraphie

Dans l'Ile Puna, au Rio Hondo et à la Colline Yanzun on rencontre des grès à mollusques (*Ostrea* et d'autres pélécy-podes), en bancs décimétriques à métriques, de couleur marron jaunâtre, bien cimentés, des siltites, des argilites gréseuses, des grès fins et un banc de tuf laminé, gris clair, de dureté moyenne. L'épaisseur est de 610 m [Garcia et Vilema, 1986].

Dans les forages Golfo de Guayaquil-1 et Amistad Sur-1 (fig. 51) la formation atteint respectivement 1400 m et 1600 m d'épaisseur. Elle consiste en argilites grises et en moindre proportion en grès fins et localement en argilites marron et vertes ; ces roches présentent d'abondants débris végétaux et des foraminifères benthiques à la base qui disparaissent complètement vers le sommet.

Biostratigraphie

Dans la colline Yanzun on a rencontré quelques foraminifères benthiques comme *Uvigerina peregrina*, *Ammonia becarrii* et *Globigerinoides* cf. *conglobatus* qui donnent un âge mal calibré, entre Miocène et Holocène [Garcia, 1986] et des spicules d'échinodermes.

Les foraminifères planctoniques *Globigerina praebulloides* et *G. ciperoensis* trouvés par Garcia [1986] sur la ligne sismique 8113 correspondent en âge et localisation à des roches des Fm Villingota ou Dos Bocas. Par contre, les foraminifères de la ligne J-1 d'âge pliocène-holocène doivent être assignés à la base de la Fm Puna par comparaison avec le Bassin Progreso. Dans le forage Golfo de Guayaquil-1 une seule liste de foraminifères est fournie sans que soient distinguées les formations.

Paléomilieu de dépôt

La répartition verticale de la microfaune et sa disparition au sommet suggèrent un paléomilieu marin peu profond à la base, et une tendance à la diminution de profondeur jusqu'à atteindre des conditions estuariennes.

9. – LA FORMATION PUNA

Elle affleure sur la bordure NE de l'Ile Puna et sur une frange de direction NE-SO dans le secteur de collines de Zambapala au SE de la même Ile Puna. Ces deux secteurs sont séparés par une zone subsidente dans la partie centrale Est de l'île.

Bushnell [géologue d'IEPC, 1938] a distingué entre les roches « type Punta Española » dans la partie NE de l'Ile Puna perforées par le puit Placer CH-1 jusqu'à 457 m et les roches « type Zambapala » du secteur SE où a été foré le puit Lechuza-1 jusqu'à 1315 m de profondeur. La DGGM a groupé les deux séries dans la Fm Puna (Feuille Puna, 1/100 000) et les a appelées Membre inférieur Placer (= type Punta Española) et Membre supérieur Lechuza (= type Zambapala). En se fondant sur des mollusques identifiés par Pilsbry et Olsson à Punta Española, la Fm Puna a été assignée au Pliocène. Les deux membres se caractérisent par un détritisme grossier et par leur pauvreté en microfaune, ce qui n'a pas permis une datation précise.

On a déjà vu que la Fm Puna a été récemment redéfinie dans la partie SE du bassin Progreso [Jimenez, 1985 ; CEPE, 1986] où l'on a caractérisé un Membre inférieur marin et un Membre supérieur estuarien. Dans la petite Ile Santa Clara, sur un haut structural, Vera [1983] a déterminé la présence de roches pliocènes, déposées en milieu estuarien, qui sont attribuées à la Fm Puna.

Plus récemment, Ordoñez [1992] a effectué une zonation biostratigraphique dans plusieurs forages du Graben Jambelí et a montré l'existence d'une puissante série marine pliocène d'âge N19 à N21 (fig. 51) qui est en transgression sur les séries estuario-deltaïques de la Fm Progreso. La série pliocène est surmontée par des grès conglomératiques, déposés en milieu marin, d'âge N22 de la base du Pleistocène (Calabrien).

Le Pliocène marin du Golfe de Guayaquil se corrèle bien avec celui du Bassin Progreso, ce qui suggère que les faciès marins pliocènes existent à l'Ile Puna, point de raccord entre les deux zones. En révisant les données de Garcia et Vilema [1986], on remarque qu'ils ont signalé la présence des foraminifères *Globigerina digitata* et *Uvigerina peregrina*, dont le premier est d'âge pliocène-holocène, au sommet de la Fm Progreso (ligne sismique J-1, coord. 9689,0-608,3). On peut donc conclure que le Pliocène à faciès marin, peu épais, n'a pas été reconnu à l'Ile Puna ; toutefois il existe entre le sommet de la Fm Progreso et la base de la Fm Puna d'après les données de Garcia et Vilema ; aussi je propose une redéfinition de la Fm Puna selon le tableau suivant :

FORMATION	MEMBRE	LOCALITÉ TYPE
PUNA SUPÉRIEUR	Lechuza	Cerro Zambapala (Ile Puna)
PUNA	Placer Punta	Española
PUNA INFÉRIEUR		Forage Golfo de Guayaquil-1

Lithostratigraphie

La **Fm Puna inférieure** est bien développée dans la partie subsidente du Golfe de Guayaquil (fig. 51) où elle atteint une épaisseur de 600 m dans le forage Golfo de Guayaquil-1 et de 1 200 m dans le puits Tenguel-1 où d'ailleurs la base de la formation n'a pas été atteinte. Elle est formée par des séries monotones de grès fins et d'argilites gris verdâtre. Au SE du bassin Progreso elle est représentée par une épaisseur de près de 100 m. A l'Ile Puna elle n'a pas encore été cartographiée.

Le **Membre Placer** présente 457 m d'épaisseur dans le forage Placer Ch-1 et 883 m dans le forage Lechuza-1 d'après les interprétations des géologues d'IEPC. D'après Garcia et Vilema [1986] la lithologie du membre au NE de l'Ile Puna depuis El Placer jusqu'au village Puna Nueva, est constituée de :

- à la base, des grès marron sombre, indurés, à fines intercalations d'argilites et siltites tendres ; ils passent latéralement à des microconglomérats et à des grès à coquilles dont l'épaisseur peut atteindre le mètre (il s'agit de faciès de chenaux) ;

- des brèches à blocs de roches ignées (granodiorites, basaltes et andésites) à matrice de cendre volcanique, constituant un dépôt de type lahar ;

- ensuite, des grès fins à très fins, argileux, avec quelques intercalations de siltites et d'argilites tendres, gris foncé, des intercalations fréquentes de grès en bancs peu épais à coquilles, et des conglomérats remplissant des paléochenaux ; on rencontre fréquemment des

structures primaires (stratifications entrecroisées tabulaires et en feston, flasers, bioturbations et chenaux).

Dans les collines de Zambapala, le **Membre Lechuza** a été signalé par Busnell [1938] dans le forage Lechuza-1 [intervalle 91-432 m, in Bristow et Hoffstetter, 1977]. Sur les collines de Zambapala en montant par la Quebrada Guada (coord. 586,5-9669,6) on observe dès la base : des grès très friables, à grain fin à moyen, d'apparence massive, à intercalations millimétriques de siltites formant des flasers ; ils présentent plusieurs niveaux à stratifications entrecroisées en feston indiquant un sens de courant vers le N 75, et tabulaires donnant un sens de courant vers le N 55. Vers le sommet on a observé plusieurs séquences de 3 à 4 m d'épaisseur composées à la base, de grès fins à ondulites, puis grès silteux laminés et au sommet de lumachelles ou grès conglomératiques à mollusques avec localement des stratifications entrecroisées. Garcia et Vilema [1986] ont rapporté des lumachelles de 3 à 8 m d'épaisseur.

Biostratigraphie

Dans le Pliocène du Golfe de Guayaquil (**Fm Puna inférieure**), Ordoñez [1992] a déterminé les biozones de foraminifères N19 et N21 à l'exception du forage Domito-1 sur le rebord occidental (donc plus marin) où l'on a déterminé aussi la présence probable de la biozone N18. Les biozones sont caractérisées par les marqueurs suivants :

- Biozone N18 ? : *Globigerina nepenthes* (âge miocène moyen terminal-pliocène inférieur ; forage Domito-1 à 2000 m)
- Biozone N19 : Extinction de *Globorotalia continuosa*, *G. plesiotumida*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina venezuelana*, et apparition de *Globigerina conglomerata*.
- Biozone N21 : Apparition de *Hastigerina aequilateralis*, *Globorotalia puncticulata*, *G. inflata* et extinction de *Globigerina apertura*, *G. decoraperta*, *Globorotalia bononiensis*.

L'absence de marqueurs de la biozone N20 pourrait être due, selon Ordoñez [1992], à un hiatus sédimentaire ou encore (comm. pers.) à un problème de définition des limites des biozones : la biozone N20 pourrait ainsi être confondue avec les biozones N19 et/ou N21.

Le **Membre Placer** a été daté à l'Île Puna du Miocène par Bushnell [1938] avec trois espèces de mollusques, puis du Pliocène par Pilsbry et Olsson

[1941] en se fondant sur des mollusques, dont la liste est dans le lexique stratigraphique [Bristow et Hoffstetter, 1977]. Plus récemment une étude de Corelab pour CEPE [in Garcia et Vilema, 1986] dans des échantillons provenant du forage Fe-1 (localisé sur les collines de Zambapala) jusqu'à 2860 m (9470'), a signalé que ces roches, surtout sableuses, (Membres Placer et Lechuza) sont d'âge pleistocène en se fondant sur la présence du pollen *Alnipollenites verus*. Cela impliquerait que toute la **Fm Puna supérieure** serait d'âge pleistocène, ce qui paraît probable car son détritisme grossier est corrélable avec celui du forage Golfo de Guayaquil-1 d'âge N-22 ; cette biozone y est caractérisée par le foraminifère *Globorotalia planispira* [Ordoñez, 1992].

Paléomilieu de dépôt

La Fm Puna inférieure a été déposée dans un paléomilieu néritique allant de la plate-forme interne à la base (N19), jusqu'à la plate-forme externe (N21). La Fm Puna supérieure sus-jacente représente une régression et/ou une augmentation des apports détritiques en coïncidence avec la subsidence très importante du bassin comme le montrent les forages Fe-1 et Tenguel-1 où on a trouvé près de 3.000 m d'épaisseur de sédiments deltaïques-estuariens à marins peu profonds. La transgression pliocène qui a débuté durant la biozone N19 dans la partie interne du Graben, a commencé probablement plus tôt, vers le Miocène supérieur terminal, sur le bord occidental plus marin (N18 ? au Domito-1).

10. – LA FORMATION TABLAZO

Elle recouvre la partie Ouest de l'Île Puna. Elle est formée de lumachelles, de grès à coquilles, de conglomérats en bancs d'épaisseurs centimétriques à métriques, comportant des stratifications entrecroisées [Garcia et Vilema, 1986]. La macrofaune abondante de mollusques (surtout *Ostrea* et *Pecten*) n'a pas été étudiée en détail. Quelques analyses de palynomorphes effectuées par Corelab pour CEPE [1984] assignent un âge pleistocène à la formation (à l'Ouest de Zambapala), qui représenterait donc un équivalent latéral du sommet de la Fm Puna supérieure où existe un lithofaciès similaire sur la colline de Zambapala.

Par ses caractéristiques stratigraphiques il s'agit d'un paléomilieu marin sublittoral résultant de la transgression de la fin du Pleistocène. Après cet événement d'origine eustatique un soulèvement général a intéressé l'ensemble de la marge.

III-F - LE BASSIN DE MANABÍ ET LE NÉOGÈNE DE LA CCO

Dans le bassin de Manabí affleurent principalement des roches du Miocène inférieur au Pliocène. Les mêmes séries affleurent dans la CCO, c'est pourquoi elles seront analysées ensemble. Bristow [1975] a tenté de corréler ces roches avec celles du Bassin Progreso et du Bassin Borbón mais sans disposer de données biostratigraphiques suffisantes. Ainsi il a divisé la Fm Tosagua en Membres Villingota (Pélites basales à diatomées de la Fm Charapoto) et Dos Bocas (pélites de couleur chocolat) en se fondant sur la ressemblance lithologique avec les formations du même nom du Bassin Progreso ; il a corrélé aussi la partie supérieure de la Fm Charapoto (= Blue silstones) avec la Fm Onzole.

On montrera par la suite que les argilites à diatomées de la Fm Charapoto sont d'âge miocène supérieur (N16A) tandis que la Fm Villingota est du Miocène inférieur. Les affleurements de pélites « chocolat » (Membre Dos Bocas de Bristow) de la Fm Tosagua sont principalement d'âge miocène inférieur terminal et sont partant corrélables avec la Fm Subibaja et non avec la Fm Dos Bocas.

Malheureusement, toutes les modifications proposées par Bristow, ont été incorporées par la suite sur les cartes géologiques du Bassin Manabí avant que d'être confirmées par des données biostratigraphiques. Ce n'est qu'en 1988 que Whittaker du British Museum (Natural History) a travaillé sur les échantillons recueillis par Bristow et publié les résultats sur la côte équatorienne. Pour éviter les mêmes confusions il a décidé de reprendre les anciens noms de formations, ce qui a encore compliqué la corrélation. Ces données sont en accord avec l'étude biostratigraphique de Tsuchi *et al.* [1988] qui comporte les premiers résultats du Project IGCP 246 « Pacific Neogene events in time and space ».

Les formations pré-miocène inférieur n'affleurent pas dans le Bassin Manabí, mais elles ont été perforées pendant les campagnes d'exploration pétrolière, la dernière et la plus importante étant celle de Texaco-Pecten dans les années 1987-88 (forages Ricaurte-1, Chone-1 et Calceta-1). L'étude biostratigraphique d'Ordoñez *et al.* [1988] dans le forage Ricaurte-1 nous a servi pour interpréter la colonne stratigraphique du bassin (fig. 52). On peut également corréler ces roches avec celles du Bassin Progreso qui sont désormais mieux définies.

1. – LE SOCLE ET SA COUVERTURE CRÉTACÉ-PALÉOGÈNE

1.1. Le socle

De la même façon que ses bordures (la CCC et la CCO) le Bassin Manabí a pour socle des roches volcaniques basiques considérées comme d'origine océanique. On y rencontre aussi une couverture volcanoclastique du Crétacé supérieur (Fm Cayo) suivie par des sédiments siliceux de la Fm Guayaquil dont l'âge atteint le Paléocène supérieur.

Les données d'anciens forages (Santa Ana-1, Solano-1, Daule-1 et 2) et de la géophysique avaient permis de connaître la configuration du socle du bassin. Les travaux d'exploration pétrolière de Texaco-Pecten [1987-88] ont apporté de nouvelles données sur la profondeur du socle et sa configuration dans la partie centrale du bassin (fig. 53). Le bassin Manabí présente deux secteurs bien différenciés : au Sud le socle se situe à une faible profondeur (1 à 2 km), tandis qu'au Nord il devient de plus en plus profond jusqu'aux environs de 9 km [Santos, 1983].

Les rapports de Texaco-Pecten ne font aucune référence à la composition du socle, signalé comme Fm Piñón. Il est intéressant de remarquer que dans le forage Calceta-1 plus proche de la partie sud à socle peu profond, on constate une diminution importante de l'épaisseur de la Fm Cayo (fig. 54), phénomène similaire à ce qui se passe dans la CCO où elle est remplacée par des équivalents latéraux volcaniques (Fm San Lorenzo) longtemps confondus avec le socle Piñón.

1.2. La Fm Cayo

Les formations Cayo et Guayaquil ont été bien différenciées dans le forage Ricaurte-1 (fig. 52) en se fondant sur la biostratigraphie d'Ordoñez *et al.* [1988] ; d'une manière générale elles se corrélaient bien avec les affleurements de la CCC quoique présentant d'importantes différences d'épaisseur.

La Fm Cayo présente un membre basal pélitique de près de 60 m (180') qui a été daté du Campanien ? avec *Eiffelithus eximius* par Corelab et du Cénomanién ? avec *Shackoina aff. cenomana* par Ordoñez *et al.* [1988] ; au-dessus on trouve 300 m de grès et de conglomérats tufacés corrélables avec le Membre Cayo *s. s.* de la CCC et datés du Campanien-Coniacien par *Rainhardtites amphoporus* et *Micula decussata* trouvés à 4160 m (13.730') de profondeur.

PROFONDEUR		AGE (1)	BIOZONE (1)	LITHOLOGIE (2)	HORIZ. SISMOQ. (2)	PALEOMILEU (3)				FM. (3)
m	pied					ABIS.	BATH.	Ner.Ext.	Ner.Int.	
		PLIOC.	N18-19*	Argilites et silts gris sombres légèrement calcaires, tendres						BORBON
			N16							ONZOLE
		SUP.	N-15	Silt. et pel. gris clair à gris sombr., peu cal., et grès fins à gross.. Localem. glauconite.						ANGOSTURA (= PROGRASO)
1000										
500										
2000										
		MOYEN		Conglomérats à mollusques	PURPLE					ANGOSTURA (= PROGRASO)
				Tuf.						
3000				Argilites gris bleuâtres calc. tendres, à microfoss., et grès blancs à gris cl., fins à très gros						
1000										
			N10							T O S A G U A
			N10 ?	Argilites gris obsc., légèrem. cal., à microfoss., indurées.						
4000										
1500			N8B							
		INF.	N7	Marne (M)	BROWN					T O S A G U A
				M						
6000				Argilites gris verd., légèrem. calc., indurées, à niv. marnes						
2000			N5	M						T O S A G U A
			P21	Grès tufacés	BLUE					
7000		SUP.								
		INF.		Argilites marron et gris verd calc. à pyrite, deb. charbon e grès très fins.						PLAYA RICA
8000										
2500										
			NP22	M						
		EOC.		Arg. gris gris verd. tend. calc. pèlites siliceuses. gris dures	YELLOW					PLAYA RICA
9000		MOYEN								
		PAL.	NP8	Pèlites silic. gris à noir, argil. et silt. tufacés gris, loc. grès.						GUAYAQUIL SUP.
3000			NP6							
10000										
		MAASTRICH.		Silt. gris verd. gris clair, chert						
										GUAYAQUIL INF.
11000										
3500										
		MAASTRICH.		Siltites tufacés, argilites gris bleuâtres, et grès tuf. fins.						
12000										GUAYAQUIL INF. ?
13000										
4000										
		MAAST.?								CAYO SS
		CAMPAN-CONIAC.		Grès et conglomérats tufacés						
14000										
		CENOM.?		Siltite vert. calc., tufacés						CAYO SS
		ALBIEN.?								
T.D. 4418	14577									PIÑON

Fig. 52. – Stratigraphie du forage Ricaurte-1 du Bassin Manabí.

1 : D'après Ordóñez *et al.* [1988] à l'exception de N18-N19 données de Texaco-Pecten. 2 : D'après Texaco Pecten. 3 : D'après notre interprétation [Benítez, 1994]. Sm : Fm San Mateo ; Ce : Fm Cerro.

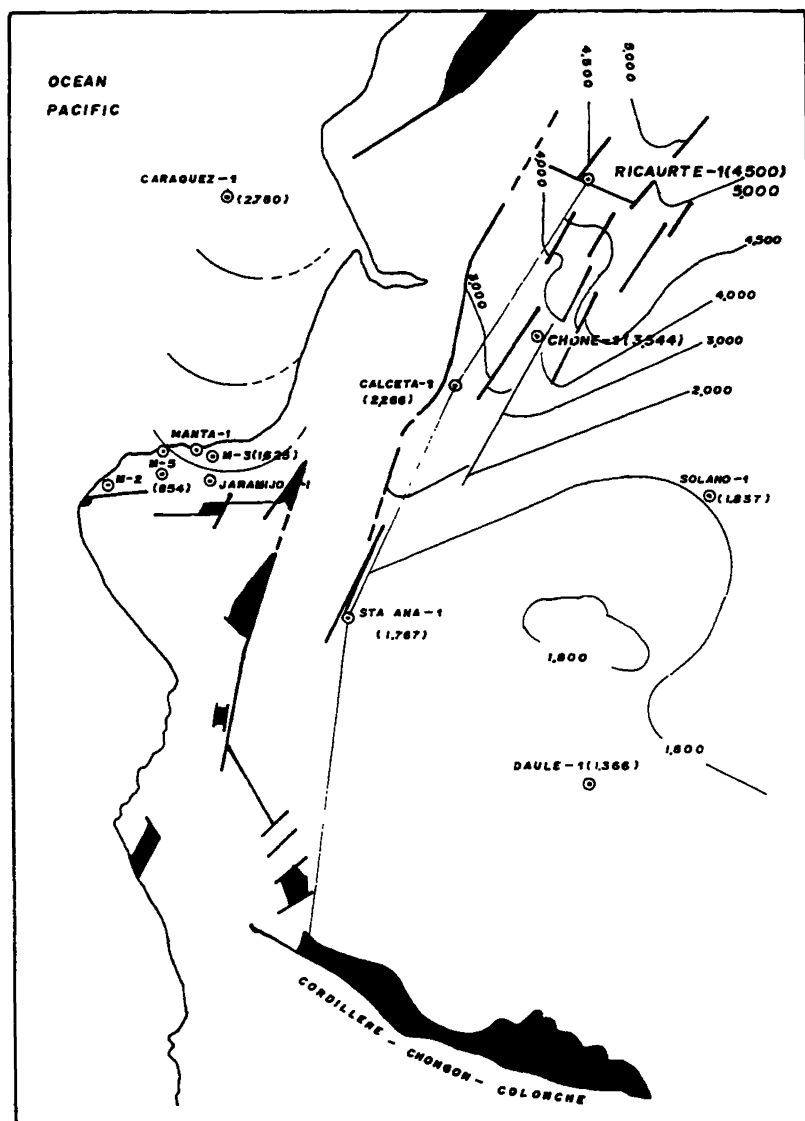


Fig. 53. – Carte structurale du socle du bassin Manabí. Contours en mètres. Forages pétroliers et profondeur du socle en mètres. Modifié de Texaco-Pecten. La coupe Ricaurte-1 - CCC est montrée dans la figure 52.

1.3. La Fm Guayaquil

Dans le forage Ricaurte-1, une série épaisse de 1000 m de sédiments fins, d'âge maastrichtien surmonte la Fm Cayo. Elle consiste en siltites tufacées, pélites gris bleuâtre, et grès tufacés fins ; cependant on n'a observé de pélites siliceuses qu'au sommet de la séquence. Par leur âge et leur position stratigraphique ces roches correspondraient à la partie inférieure de la Fm Guayaquil.

La Fm Guayaquil supérieure est représentée par une séquence de pélites silico-calcaire grises à noires et d'argilites tufacées localement gréseuses. Un âge paléocène supérieur est donné par les foraminifères *Globorotalia* cf. *pseudobulloides*, *Globigerina* cf. *quadriloculinoides*, *G. triloculinoides*, *G. cf. stonei* et *G. linaperta* et par les nannofossiles des biozones NP6, NP7 et NP8 [Ordoñez et al., 1988]. Le Paléocène

inférieur (Danien) n'a pas été observé et pourrait correspondre à une discordance.

2. – FORMATION « MOGOLLÓN »

Dans la partie Nord du Bassin Manabí on observe sur les lignes sismiques (fig. 69) une épaisse séquence de sédiments qui se sont déposés en onlap sur la Fm Guayaquil, d'après la calibration qu'on a effectuée avec les données stratigraphiques du forage Ricaurte-1 (fig. 52). En se fondant sur la position de ces roches situées sous la Fm Zapallo de l'Éocène moyen à supérieur et au dessus de la Fm Guayaquil on peut attribuer à ces roches un âge éocène inférieur.

Ces dépôts n'affleurent pas et n'ont pas été atteints par des forages ; le fort contraste et la continuité de réflecteurs sismiques indiqueraient qu'il s'agit d'intercalations de sédiments fins décantés comme des argilites et d'autres plus compacts comme des grès, des marnes ou des tufs. Santos [1983] qui a étudié les lignes sismiques avant les forages a proposé aussi un âge éocène inférieur pour ces roches qu'il a appelées Fm Mogollón par corrélation avec des sédiments grossiers du même âge déposés dans le NO péruvien.

3. – LA FORMATION ZAPALLO (= FM CERRO ET FM SAN MATEO)

Dans l'intervalle 2612-2793 m du forage Ricaurte-1 (fig. 52) on rencontre une série qui est corrélable par sa lithologie et sa biostratigraphie avec la Fm Zapallo du bassin Borbón [Bristow et Hoffstetter, 1977]. Cette formation est constituée par les membres inférieur et supérieur qui d'après nos données se corrélaient respectivement avec les formations Cerro et San Mateo de la CCC.

Le Membre inférieur (= Fm Cerro) est constitué par 100 m de pélites siliceuses, légèrement calcaires, grises, datées de l'Éocène moyen par les foraminifères *Clavigerinella* cf. *colombiana*, *Globorotalia* cf. *centralis*, *G. boliviana*, *G. bullbrookii*, *Globigerina trilocularis*, *G. linaperta* et *G. frontosa* et par le radiolaire (très abondant) *Lithocyclus ocellus* [Ordoñez et al., 1988].

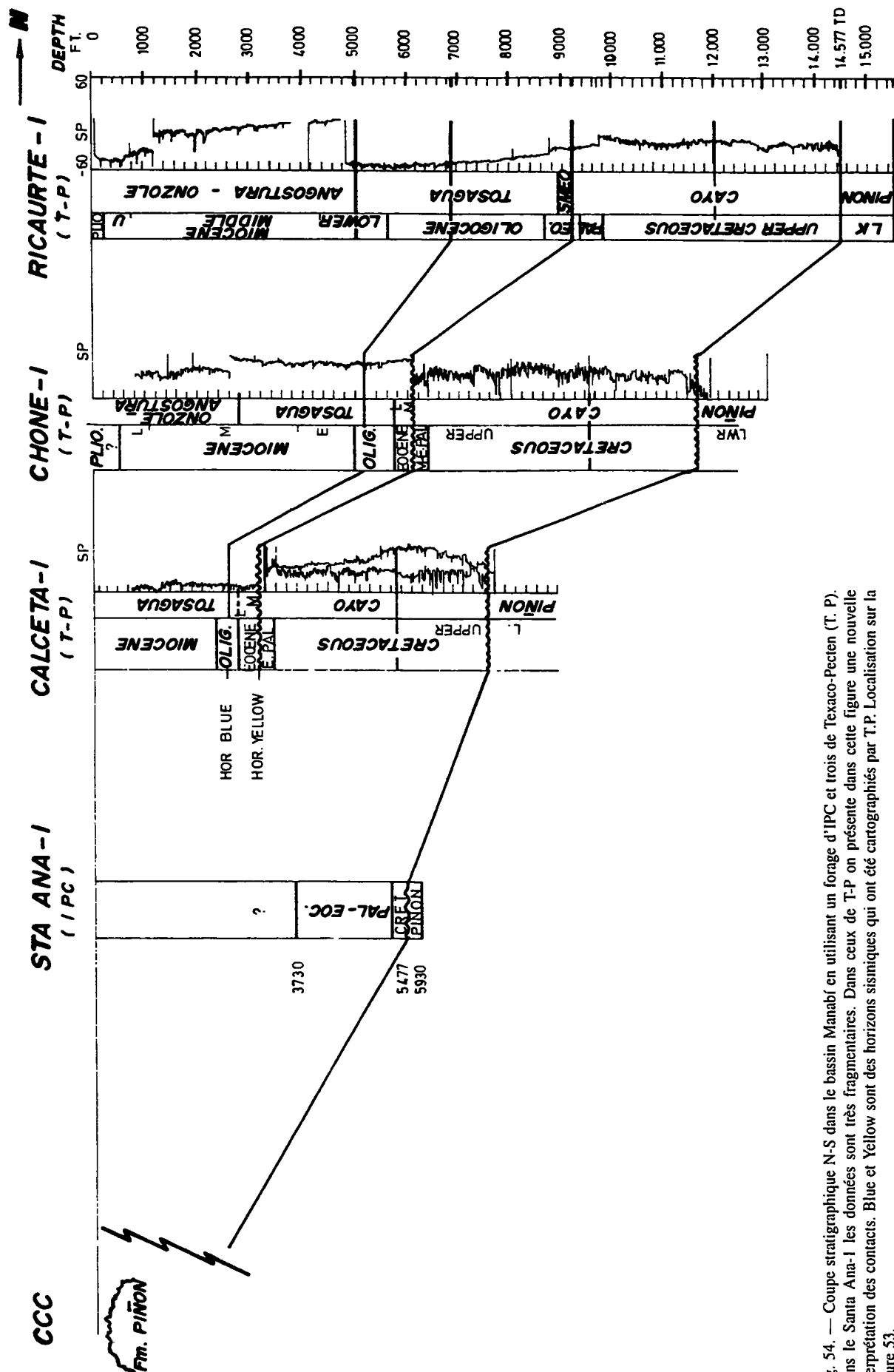


Fig. 54. — Coupe stratigraphique N-S dans le bassin Manabí en utilisant un forage d'IPC et trois de Texaco-Pecten (T. P.). Dans le Santa Ana-1 les données sont très fragmentaires. Dans ceux de T-P on présente dans cette figure une nouvelle interprétation des contacts. Blue et Yellow sont des horizons sismiques qui ont été cartographiés par T.P. Localisation sur la figure 53.

Le Membre supérieur (= Fm San Mateo) est représenté par près de 60 m de pélites gris clair à gris verdâtre de dureté moyenne, un peu calcaires (surtout à la base) et d'argilites gris foncé, tendres, peu calcaires. Ces roches sont datées de l'Éocène moyen à supérieur par les foraminifères *Globigerina officinalis*, *Globorotalia azulensis*, *Globorotalia eocena*, *Globorotalia cerroazulensis* *cerroazulensis*, *Clavigerinella eocaenica jarvisi*, *Globigerina linaperta* et *G. ampliapertura* [Ordoñez et al., 1988].

Paléomilieu de dépôt

D'après la microfaune le paléomilieu de dépôt est marin de plate-forme externe à bathyal supérieur.

4. – LA FORMATION PLAYA RICA

Des roches pélitiques d'âge oligocène affleurent amplement sur les bords du Bassin Borbón où elles sont connues comme Fm Playa Rica et Fm Chumunde. D'autres formations pélitiques nommées Pambil et Viche dans le Bassin Borbón, Tosagua dans le Bassin Manabí-CCO, et Dos Bocas dans la Peninsula Santa Elena comportent des roches oligocènes à la base et des roches miocènes au sommet, difficiles à distinguer entre elles sur le terrain. Néanmoins, il a été montré (fig. 55) qu'un hiatus ou discordance de l'Oligocène terminal-Miocène basal sépare ces deux séries [Benítez, 1990] ; il est partant raisonnable de considérer les dépôts oligocènes séparément de ceux du Miocène, raison pour laquelle on a adopté le nom de Fm Playa Rica seule formation qui comporte exclusivement des roches du cycle sédimentaire oligocène.

C'est pourquoi on appellera, dans le bassin Manabí, Fm Tosagua les roches argileuses du cycle sédimentaire d'âge miocène inférieur à moyen basal qui se corrélaient assez bien avec l'ensemble des formations Dos Bocas, Villingota et Subibaja du Bassin Progreso.

Dans l'étude biostratigraphique du forage Ricaurte 1, Ordoñez et al. [1988] ont mentionné une épaisse séquence de roches oligocènes qui a aussi été trouvée dans les forages Chone-1, et Calceta-1 localisés plus au Sud.

Lithostratigraphie

Dans le forage Ricaurte-1 (fig. 52) la formation est constituée par une séquence épaisse de 612 m (intervalle 2 000-2 612 m) formée par : à la base, des intercalations de pélites marron sombre, et de pélites gris verdâtre et localement de grès très fins à glauconite ; ensuite des pélites gris verdâtre sombre, calcaires, et présentant localement du matériel charbonneux, et des débris de roches et bancs minces de grès très fins ; au sommet des argilites gris verdâtre clair, localement silteuses, un peu

calcaires. Deux niveaux de grès tufacés de composition litho-feldspathique de 2 et 12 m d'épaisseur sont intercalés 100 m en dessous du sommet ; ils correspondent à « l'horizon sismique bleu » cartographié par Texaco-Pecten.

Biostratigraphie

Ordoñez et al. [1988] rapportent à la base (8 650') la biozone NP-22 de l'Oligocène basal. Au-dessus jusqu'au sommet ont été déterminées les biozones P19 à P21 datées par l'assemblage de foraminifères planctoniques : *Globorotalia opima opima*, *Globigerina ouachitensis*, *G. ampliapertura cancellaria*, *G. pseudoampliapertura*, *G. winkleri*, *G. yeguaensis*, *G. prasaepis*, *G. angiporoides* et *G. praebulloides leroyi*. Au sommet a été déterminée la biozone de nannofossiles calcaires NP-24, équivalente à la partie supérieure de la zone P21. La biozone P22 qui correspond à la partie supérieure de l'Oligocène supérieur (Chattien) n'a pas été caractérisée.

Paléomilieu de dépôt

La microfaune détermine un paléomilieu marin ouvert de profondeur bathyale, à eaux chaudes de salinité normale.

5. – CALCAIRE LAS DELICIAS

Il s'agit de lumachelles et de grès calcaires qui affleurent sur la CCC en bordure du bassin Manabí où ils se trouvent en discordance sur les formations Piñón et Cayo [Feuille Manglaralto 1/100 000, DGGM, 1974].

Lors d'une reconnaissance rapide en compagnie de G. Hofner (Univ. de Guayaquil) nous avons observé une séquence transgressive formée dès la base par des grès calcaires à coquilles, puis des intercalations de grès lumachelliques et de grès calcaires, et au sommet des lumachelles à *Ostrea*.

Ces roches ont été corrélées avec la Fm Zapotal par la DGGM [1974]. Sigal les avait attribuées à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur en se fondant sur la présence de macroforaminifères : *Asterocyclina* cf. *asterisca* GUPPY O RUTTENI VAN DER CLERK, *Lepidocyclina yurnagunensis* CUSHMAN, *L. pustulosa* DOUVILLÉ et/ou *peruviana*, *Helicolepidina spiralis* TOBLER, *H. paucispira* BARKER & GRIMSDALE et *Helicostegina soldadensis* GRIMSDALE. BRISTOW et HOFFSTETTER [1977] leur ont attribué un âge Oligocène en se fondant sur un crabe fossile *Ranina* aff. *americanus* RATHBUM déterminé par le British Museum (Natural History).

Le Calcaire Las Delicias est surmonté en concordance apparente par la Fm Angostura du Miocène moyen. Des études complémentaires sont nécessaires

		FORMACION PLAYA RICA				FORMACION PAMBIL				FORMACION TOSAGUA				FORMACION VICHE-CHUMUNDE			
		RANGO	LITOL.	FUENTE	LOC. TIPO	RANGO	LITOL.	FUENTE	LOC. TIPO	RANGO	LITOL.	FUENTE	LOC. TIPO	RANGO	LITOL.	FUENTE	LOC. TIPO
OLIGOCENO	INF.																
	MEDIO																
	SUP.																
	MIOCIENO																
OLIGOCENO	INF.																
	MEDIO																
	SUP.																
	MIOCIENO																
			LUTITAS GRISES CON INTERC. AREN. CONGLOM.				LUTITAS LIMOSAS	IFP (1.971) ZONA P21 Gr. opima opima	RIO SANTIAGO		LUTITAS CAFE	IFP (1.968) ZONA P21 Gr. opima opima	ACANTILADO O DE MANTA		LIMOLITAS TOBACEAS	SAVOYAT. 1.970 Gr. opima opima	RIO CHUMUNDE (F. CHUMUNDE)
			SIGAL (1.967) ZONAS 1-2 (BLOW)				LUTITAS LIMOSAS	IFP (1.971) ZONA N5-9 DE FLOW	RIO SANTIAGO		LUTITAS CAFE	IFP, R. TSUCHI ZONAS N6 A N6	JARAMIJO SAN VICENTE		LUTITAS CAFE CONG. BASAL	IFP ZONAS N 7 - 10 ?	RIO VICHE P. VICHE
			SITIO PLAYA RICA EN EL RIO SANTIAGO				LUTITAS LIMOSAS	IFP (1.971) ZONA N5-9 DE FLOW	RIO SANTIAGO		LUTITAS CAFE	IFP, R. TSUCHI ZONAS N6 A N6	JARAMIJO SAN VICENTE		LUTITAS CAFE CONG. BASAL	IFP ZONAS N 7 - 10 ?	RIO VICHE P. VICHE

Fig. 55. – Datations biostratigraphiques connues dans les formations oligocène et miocène inférieur dans le bassin de Manabí et de Borbón. Puisqu'il existe un hiatus (ou discordance) entre l'Oligocène et le Miocène, on a proposé de limiter la Fm Tosagua aux seules roches du Miocène inférieur et de dénommer Fm Playa Rica les roches oligocènes.

avant d'affirmer qu'il s'agit bien d'un équivalent latéral de la Fm Playa Rica oligocène, ou bien si les fossiles sont remaniés comme cela est fréquent dans les séries qui surmontent la CCC. En ce cas il pourrait correspondre à un des événements transgressifs du Miocène inférieur.

6. – LA FORMATION TOSAGUA

Elle a été définie par des géologues d'IEPC [Williams, 1947] dans les alentours du village de Tosagua, quoique les premières publications soient dues à Stainforth [1948] et Tschopp [1948]. Les géologues d'IEPC l'ont également dénommée Fm Jaramijo et Fm Dos Bocas mais le nom de Tosagua a été retenu [Bristow et Hoffstetter, 1977].

Cette formation affleure largement dans la partie occidentale du Bassin Manabí et en quelques secteurs de la CCO où, à la base, apparaissent des roches oligocènes non différenciées. Dans cette étude on dénomme Fm Tosagua les roches miocènes, les séparant des roches oligocènes nommées Fm Playa Rica.

La Fm Tosagua redéfinie de cette manière est un équivalent stratigraphique de l'ensemble des formations Dos Bocas, Villingtona et Subibaja du Bassin Progreso. Dans les études de surface du Bassin Manabí on n'a pas

rencontré de roches qui soient véritablement corrélables avec la Fm Dos Bocas. En revanche celle-ci est bien représentée en sous-sol dans les forages de Texaco-Pecten.

Des roches à faciès typiques de la Fm Villingtona s. s. ont été caractérisées sous la Fm Borbón à 3 km au NO de San Vicente. Il s'agit de pélites grises à diatomées et autres microfaunes qui ont donné un âge N5-N6 du Miocène inférieur d'après les foraminifères *Catapsidrax dissimilis*, *G. unicava*, *Globigerinoides obliquus obliquus* et *Globoquadrina altispira*; les nannofossiles calcaires ont donné un âge comparable NN2-3. Dans la partie haute du Rio Briceño à San Agustín, Whittaker [1988] a signalé des pélites blanches tufacées comme celles de la Fm Villingtona s. s., surmontées par des grès de la Fm San Agustín; l'âge de ces pélites blanches est N7 déterminé par la présence de *Catapsydrax stainforthi* et de nannoplankton d'âge NN4.

Les argilites gris sombre qui s'altèrent en couleur marron chocolat, couramment attribuées à la Fm Dos Bocas [Bristow, 1975] et qui constituent la majorité des affleurements du bassin, ont un âge N8B à N10, ce qui correspond à la Fm Subibaja. Cet âge a été déterminé par Tsuchi *et al.* [1988] dans les endroits suivants :

– A Salinas (route San Vicente-Chone, coord. 0° 37.3' - 80° 18.3') dans l'Ech. # 4-85 avec le foraminifère *Praeorbulina glomerata* (N8B); dans l'Ech. # 4-2 : *Globigerina druryi*, *Orbulina universa*, *Globorotalia praefohsi* d'âge N10-N11; dans

l'Ech. # 4.4 : *G. druryi* et *Globorotalia peripheroronda* d'âge N7-N10. L'âge de l'affleurement est donc N8-N10. Les nannofossiles calcaires donnent un âge NN5.

– A Jaramijo (10 km à l'Est de Manta) : l'âge est N8B en se fondant sur les foraminifères *Globigerinoides sicanus*, *G. diminutus*, *Globorotalia peripheroronda*, et le nannofossile calcaire *Sphenolitus heteromorphus* (d'âge NN5).

– A Punta Canoa au SO de Manta (coord. 514,0-9872,3) l'âge de la Fm Tosagua est aussi N8-N10 (commun. pers. de Tsuchi).

Dans cette formation Tosagua apparaissent des niveaux intercalés qui correspondent assez bien à la Fm El Consuelo du Bassin Progreso. Ils affleurent, selon Whittaker [1988], à la Hacienda San Agustín (coord. 80° 13'-0° 31'), et ont été corrélés avec la Fm Angostura par Bristow et Hoffstetter [p. 278, 1977] ; ils sont formés de grès grossiers et conglomérats et d'intercalations fines de pélites à microfaune marine ; les nannofossiles *Helicosphaera ampliaperta* et *Cyclococcolithus* d'âge NN4 y sont présents. En l'absence de *Catapsydrax stainforthi* on peut assigner un âge N8A à cette série [Whittaker, 1988]. Elle est donc placée avec une grande précision entre la Fm Villingota s. s. sous-jacente d'âge N7 au sommet et la Fm Subibaja d'âge N8B à N10.

En conséquence, la Fm San Agustín de Whittaker peut être considérée comme un équivalent stratigraphique de la Fm El Consuelo définie dans le Bassin Progreso. Elle représente probablement une descente eustatique d'âge N8A. On ne connaît pas l'extension des affleurements de cette formation dans le Bassin de Manabí.

LA FORMATION TOSAGUA DANS LE FORAGE RICAURTE-1 (fig. 52)

Dans le forage Ricaurte-1 la Fm Tosagua présente 927 m d'épaisseur (intervalle 1 073-2 000 m). On y distingue des faciès péliques corrélables avec les formations Dos Bocas, Villingota, et Subibaja que nous avons différenciées par l'âge et par de faibles changements lithologiques peu appréciables dans les cuttings.

L'ensemble **Dos Bocas-Villingota** est constitué de 530 m d'argilites gris verdâtre à bleuâtre, légèrement calcaires avec niveaux plus indurés marneux ; ceux-ci correspondent au réflecteur sismique « brown » de Texaco-Pecten. Son âge est miocène inférieur à sa base où la biozone NN2 (=N5B) est caractérisée grâce à l'occurrence de *Discoaster druggi* (à 6 410'). Au sommet la biozone N7 est caractérisée par la présence de *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides quadrilobatus primordius* et des nannofossiles de la biozone NN4 : *Sphenolitus belemnus* et *Helicosphaera ampliaperta*. D'autres foraminifères ont été rapportés : *Globigerina tripartita*, *G. ciperoensis*, *Globoquadrina larmenii*, *Catapsydrax stainforthi*, *C. unicavus*, *Globorotaloides suteri* et *Globorotalia opima nana* ; cette dernière

espèce, éteinte à la fin de l'Oligocène, serait remaniée.

En considérant les datations de la Fm Playa Rica et celles de la Fm Tosagua on note, entre les deux, l'absence des biozones P22 à N4 qui correspond à un hiatus ou à une discordance de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur basal. Cela s'observe également au Sud de la CCC.

Le faciès **Subibaja** consiste en 390 m d'argilites silteuses, gris sombre, légèrement calcaires, fossilifères. L'âge varie du Miocène inférieur terminal au Miocène moyen basal ; la base étant datée N8B-N9A par l'extinction de *Globigerinoides sicanus*, et l'apparition de *Orbulina universa*, *Praeorbulina glomerosa* ainsi que de nannofossiles calcaires d'âge NN5. Le sommet n'est pas daté mais la base de la Fm Angostura étant d'âge N10, il doit se situer entre N9B et N10.

Entre le faciès Subibaja et le faciès sous-jacent on trouve un hiatus correspondant à la biozone N8A qui se corrèle parfaitement avec le non dépôt de la Fm San Agustín (=Fm El Consuelo).

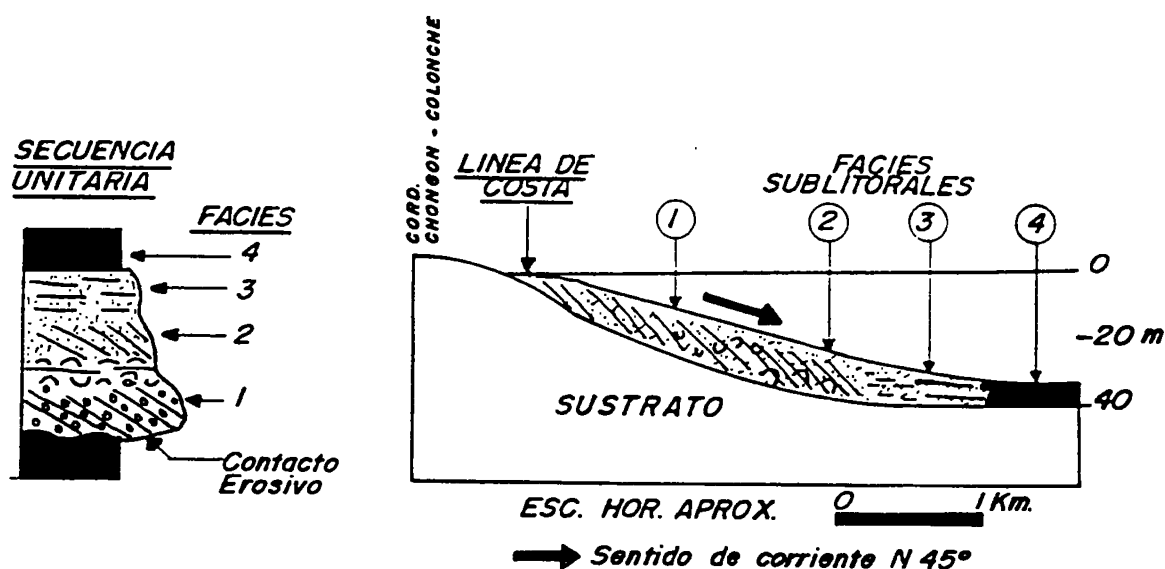
Paléomilieu de dépôt

La microfaune abondante, très riche en espèces planctoniques, caractérise un paléomilieu marin ouvert comme celui de la Fm Playa Rica à profondeur bathyale, et eaux chaudes de salinité normale.

7. – LA FORMATION ANGOSTURA

Elle a été définie dans le Bassin Borbón par des géologues d'IEPC [Smith, 1946], mais les premières publications correspondent à Stainforth [1948] et Tschopp [1948]. La localité type est située près de l'embouchure de l'Estero Angostura dans le fleuve Santiago ; ceci correspond à la Cueva de Angostura où Olsson [1964] a mené une étude de détail des mollusques et leur a assigné un âge miocène. Une datation de Sigal [1969] dans le secteur de Banchal situe la formation dans le Miocène moyen, zone à *mayeri* (N13-N14). Postérieurement Sigal [1972 ; Bristow et Hoffstetter, 1977] a publié de nouvelles datations N6-N7 dans le même secteur qui à mon avis correspondent à du matériel provenant de la Fm Tosagua sous-jacente.

Les roches détritiques grossières qui constituent le Membre basal calcaire du Groupe Daule, datées du Miocène moyen par des mollusques [Marks, 1951], ont été attribuées à la Fm Angostura par Bristow [1975]. Si on accepte une telle corrélation, il est nécessaire de séparer la Fm Angostura des grès qui affleurent à l'Est de Jipijapa (collines de La Mona et de Choconcha) et qui ont été appelés Membre Choconcha par Schulman *et al.* [1956, in Bristow et Hoffstetter, 1977] et plus récemment Fm Choconcha par Whittaker [1988]. Ce dernier a fourni un âge très précis, N16B, qui la situe dans la Fm Onzole comme on établira ci-dessous.



Facies sublitorales

- 1 Calcarenitas gruesa a muy gruesa con estrat. liminar y cruzada planar
- 2 Arenisca media a gruesa masivas o con strat cruzada planar
- 3 Arenisca limosa con microfauna de Foraminiferos
- 4 Lutita limosa (Fangos de plataforma)

Fig. 56. – Interpretation du paléomilieu de dépôt des séquences strato-décroissantes du sommet de la Fm Angostura à Cascol.

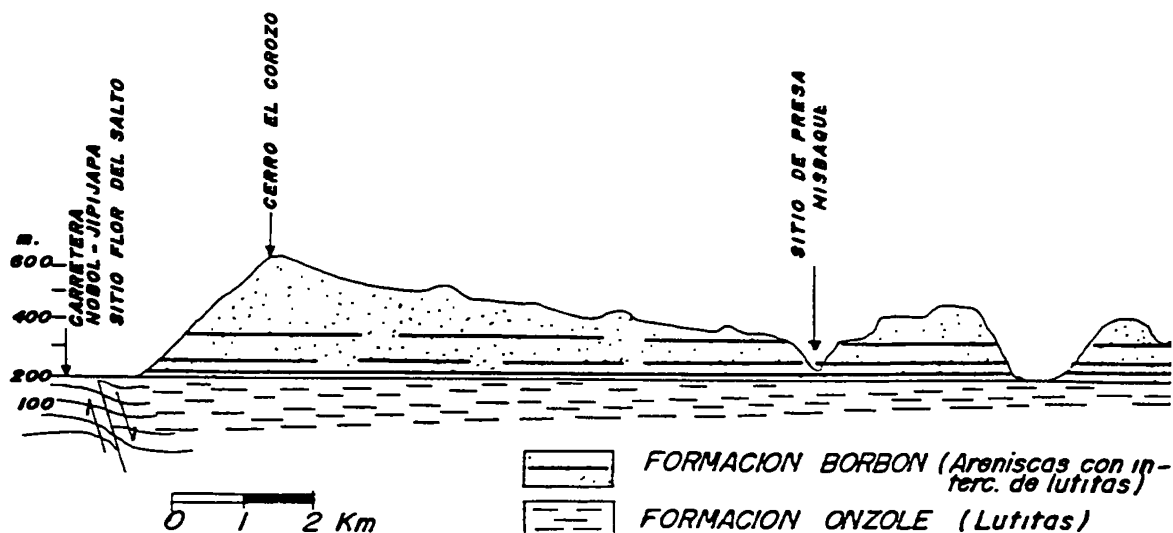


Fig. 57. – Coupe géologique entre Flor del Salto et le projet de Barrage Misbaque.

Il faut donc préciser que la Fm Angostura est constituée de roches gréso-argileuses, à débris de mollusques, du Miocène moyen à supérieur, qui surmontent la Fm Tosagua (d'âge N9-N10 au sommet) et qui sont surmontées par la Fm Onzole (d'âge N16B-N21A).

Lithostratigraphie

La Fm Angostura affleure sur le flanc Nord de la CCC où elle repose en discordance sur la Fm Piñón.

Ce contact a été observé au Rio Bachillero-Las Piedras (coord. 582,6-9785,0) où l'on rencontre à la base 5 m de grès jaunâtres, massifs, litho-feldspathiques et au sommet un conglomérat à coquilles de 20 cm. Dans le même secteur, sur le chemin Las Maravillas-Cascol on observe :

- à la base, des grès friables à intercalations de pélites décimétriques vertes, à faciès de chenaux ;
- 2 km au SO de Cascol, des grès métriques massifs

à galets mous et stratifications entrecroisées locales, des lumachelles à *Ostrea* et des siltites à micromollusques ;

– près du sommet, aux environs de Cascol, on a observé plusieurs séquences stratodécroissantes qui ont été interprétées comme séquences de progradation sublitorales (fig. 56) par Benítez *et al.* [1991]. Ces séquences sont constituées à la base par des calcarénites grossières à très grossières, à stratifications entrecroisées, puis par des grès à grain moyen à grossier, massifs ou à stratifications entrecroisées, et au sommet par des grès silteux et des pélites pauvres en micro-faunes de foraminifères.

Biostratigraphie

L'âge de la Fm Angostura déterminé à Cascol par Villacres [1991] est N9-N12 (partie inférieure à moyenne du Miocène moyen) en se fondant sur *Globorotalia* cf. *conomiozea* et *Globigerinoides* aff. *bulloides*. L'âge de la base de la formation n'a pas été déterminé avec précision et serait N10 ou plus jeune si l'on considère l'âge de la Fm Tosagua sous-jacente, tandis que l'âge du sommet se situerait vers la base de la zone N16 d'après Whittaker [1988]. La Fm Angostura serait donc d'âge N10 à N16A.

Paléomilieu de dépôt

Le paléomilieu est marin sublittoral, de bathymétrie inférieure à 50 m, d'après les profondeurs d'habitat des foraminifères (fig. 58).

LA FORMATION ANGOSTURA DANS LE PUIT RICAURTE-1 (fig. 52)

Lithostratigraphie

La première occurrence de grès, à 1073 m de profondeur, a été considérée comme la base de la Fm Angostura, cependant que le sommet se situe au niveau de la dernière occurrence de grès à 148 m, ce qui donne un épaisseur de 920 m. La formation consiste :

– à la base en 130 m de grès blancs et marrons quartzo-feldspathiques à débris de roches et hornblende, et intercalations de siltites gris olive, tendres, et de pélites gris bleuâtre, calcaires, tendres ;

– au-dessus, 267 m de pélites grises à gris bleuâtre, fissiles, légèrement calcaires et quelques intercalations de grès gris clair à grain fin à grossier, localement tufacés ou glauconitiques ;

– ensuite 118 m de conglomérats, grès à coquilles et intercalations de pélites grises, calcaires, tendres ;

– enfin, 405 m de siltites et d'argilites grises, tendres, modérément calcaires, et d'intercalations de grès gris clair, peu calcaires, friables, glauconitiques.

Biostratigraphie

On y a rencontré plusieurs biozones du Miocène moyen à supérieur [Ordoñez, 1988], à la base la zone N10 datée par *Globorotalia fohsi peripheroronda* et *Orbulina suturalis* et au sommet la zone N15 en se fondant sur *Globorotalia continuosa*.

PROFUNDIDAD ESPECIES	METROS	20	50	100	200	500	1000
	PIES	60	150	300	600	1500	3000
Quinqueloculina seminula							
Quinqueloculina bicostata							
Nonion montereyanum							
Hanzawaia concentrica							
Cibicides pseudoungerianus							
Cassidulina laevigata							
Buccella peruviana							
Trochamminoides cf. coronatus							

Fig. 58. – Paléop profondeurs déduites des foraminifères benthiques de la Fm Angostura à Cascol [d'après Villacres, 1990]

Paléomilieu de dépôt

Tant à la base qu'au sommet on rencontre des foraminifères planctoniques abondants, tandis que dans la partie centrale de la formation on note une augmentation de la microfaune benthique, de la macrofaune de mollusques et des faciès détritiques grossiers. Ceci indique que la base et le sommet de la formation ont été déposés en milieu néritique externe et que la partie centrale a été déposée en milieu moins profond entre néritique interne et transitionnel. Ce dernier événement correspondrait à une descente eustatique.

8. – LA FORMATION ONZOLE

Le Membre Blue Silstone du Groupe Daule du Bassin de Manabí [défini par Marks, 1951] a été attribué à la Fm Onzole par Bristow [1975]. Celle-ci a été définie dans le Bassin Borbón par les géologues d'IEPC [Smith, 1946], la première publication étant due à Stainforth [1948]. La localité type se trouve dans le Rio Onzole affluent du Rio Cayapas à l'Est de la Provincia de Esmeraldas [Bristow et Hoffstetter, 1977]. Elle surmonte la Fm Angostura et se trouve sous les grès de la Fm Borbón en contact apparemment transitionnel.

Dans le **Bassin Borbón occidental** (à l'Ouest de la Ville d'Esmeraldas) la Fm Onzole a été divisée (fig. 58) en unités inférieure et supérieure séparées par les grès du Membre Sua [Evans et Whittaker, 1982].

Le Membre Onzole inférieur comprend entre 300 m et 800 m de grès tufacés déposés sous des profondeurs atteignant au plus 100 m ; l'âge à la base est N16 plus probablement N16B, daté par *Neogloboquadrina acostaensis* [Whittaker, 1988]. Le Membre Sua épais de 10 à 250 m, consiste en grès à intercalations argileuses datés N18 ou plus jeune par *Globorotalia tumida*.

Le Membre Onzole supérieur consiste en environ 1200 m d'argilites et turbidites fines et de rares grès et conglomérats déposés en milieu marin de plus en plus profond jusqu'au bathyal [Evans et Whittaker, 1982] ; l'âge de la base n'est pas plus ancien que N19 à cause de la présence de *Sphaeroidinella dehiscens* et l'âge du sommet est N21A en se fondant sur l'association de *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia tosaensis* et *Sphaeroidinellopsis* spp. [Whittaker, 1988].

Dans le **Bassin de Manabí**, la Fm Charapoto définie par Marks [1956] comprend une partie inférieure de pélites à diatomées et une partie supérieure de siltites bleuâtres qui correspondent respectivement aux formations Portoviejo et Guayacan de Whittaker [1988] et aux « Membre Villingota » et Fm Onzole de Bristow [1975]. On montrera par la suite que les affleurements cartographiés comme « Fm Angostura » sur les collines de La Mona et Choconcha à l'Est de Jipijapa sont

intercalés dans des sédiments fins de la Fm Portoviejo (= Charapoto inf.) corrélables par son âge N16B [Whittaker, 1988] avec le Membre Onzole inférieur.

Les relations stratigraphiques entre les différentes unités qui constituent la Fm Onzole et l'évolution de sa définition sont résumés sur la figure 59. Dans la colline La Mona à l'Est de Jipijapa on a montré [Benítez *et al.*, 1988] que les pélites situées sous les grès de la Fm Choconcha (Fm Angostura d'après la Carte géologique) et que Bristow a appelée « Fm Villingota » ont un âge N13-16 donné par *Globorotalia* cf. *acostaensis*, *G. linguaensis* et *G. continuosa*. Elles sont donc corrélables avec la Fm Portoviejo de Whittaker d'âge N16A. Celle-ci a été datée aussi N16 par Tsuchi *et al.* [1988] dans le chemin San Vicente-Salinas (1 et 2 km à l'Est de Portovelo) en se fondant sur *Globorotalia merotumida* (N16-18) et un nannoplancton d'âge NN8-10 ainsi que des diatomées d'âge compris entre 12,8 et 8,6 Ma.

Au cours d'études pour le projet de barrage de Misbaque (coord. 561-9835) un âge N18-19 a été déterminé dans des échantillons de forages géotechniques pour le sommet de la Fm Onzole du Bassin Manabí en utilisant les foraminifères *Globigerina apertura* et *G. quinqueloba*. La base de la formation a été datée N13-16 dans la colline de Colimes (coord. 557-9824) par le radiolaire *Diartus pettersoni*.

En conclusion, après révision des noms de formations utilisés pour des roches pélitiques (localement des grès) du Miocène supérieur terminal-Pliocène il est préférable de maintenir le terme de Fm Onzole pour l'ensemble de ces roches.

Lithostratigraphie

Le Membre Onzole inférieur consiste en siltites grises, quand elles sont fraîches, et beiges, quand elles sont altérées ; elles sont tufacées et montrent un peu de gypse. Elles présentent une microfaune abondante et des écailles de poisson. Au Cerro La Mona à l'Est de Jipijapa on y trouve intercalés les grès du Membre Choconcha appelés Fm Angostura par Bristow [1975] ; ils y forment une falaise qui peut être suivie sur plusieurs kilomètres vers le Nord et qui disparaît rapidement par biseautage. Le Membre Choconcha est constitué par une séquence strato-croissante épaisse de près de 50 m composée de siltites marron chocolat à la base, puis d'intercalations de siltites et de grès laminés, à flaser et ondulites, ensuite de grès métriques massifs à galets mous et au sommet de grès conglomératiques ; il représente un événement régressif de courte durée.

Le Membre Onzole supérieur consiste en argilites et siltites gris foncé à verdâtres, à mollusques, écailles de poisson, microfaune de foraminifères benthiques, et quelques radiolaires ; elles s'altèrent en marron rougeâtre.

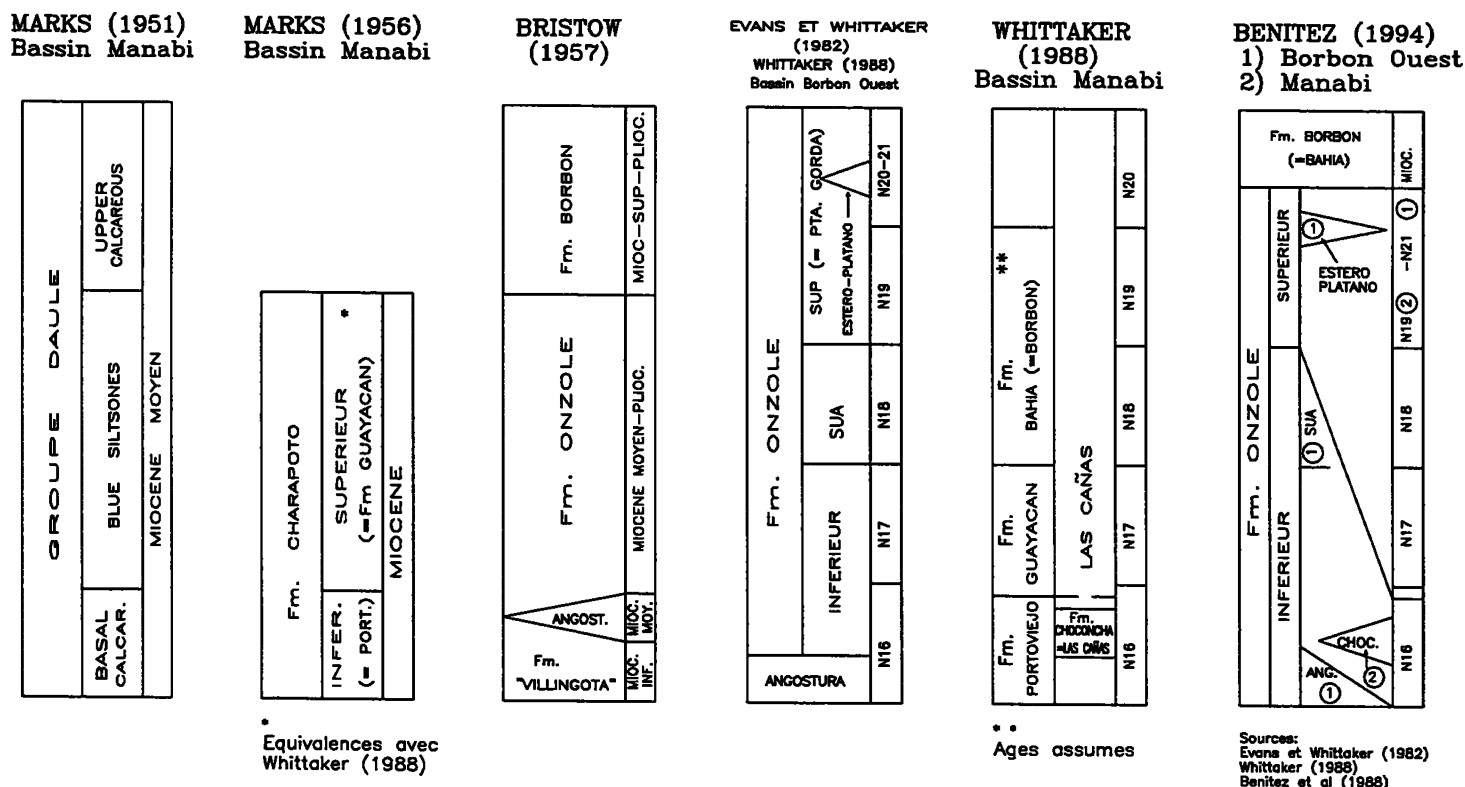


Fig. 59. – Différentes dénominations, âges assignés et équivalences des roches du Miocène supérieur (terminal) à Pléistocène dans les bassins Manabí et Borbón.

Biostratigraphie

D'après le tableau de corrélations de la figure 59, la base du Membre Onzole inférieur est datée N16B dans le Bassin Manabí tandis que dans le Bassin Borbón elle atteint la biozone N18 [Whittaker, 1988] si on y inclut les grès de Sua. La microfaune rapportée dans toutes les roches du membre est relativement pauvre, et caractérise des eaux peu profondes.

Dans le Membre Onzole supérieur du Bassin Borbón on note une grande diversification de la microfaune qui a permis d'assigner un âge N19 à N21 basal ; dans le Bassin Manabí l'âge est moins précis entre les zones N16A et N19 ; on remarque aussi la diversification de la microfaune mais à un moindre degré que dans le Bassin Borbón ouest.

Paléomilieu de dépôt

Le Membre Onzole inférieur est constitué par des dépôts marins de faible profondeur; le faciès Choconcha représente une paléoligne de côte de courte durée due à une régression; le faciès Sua pourrait avoir la même signification. Le Membre Onzole supérieur est un dépôt de plate-forme moyenne (50-100 m) à Manabí [Benítez *et al.*, 1993], tandis que dans le Bassin Borbón ouest c'est un dépôt bathyal [Evans et Whittaker, 1982]. Bianucci *et al.* [1993] précisent que quelques espèces de foraminifères (*Pyrgo murrhina*, *Planulina wellstorfi*) indiquent une profondeur bathyale moyen-inférieure (1 500-2 000 m) tandis que d'autres sont indicatives de

faibles profondeurs ; ils en concluent que le mélange est dû aux flux turbiditiques.

LA FORMATION ONZOLE DANS DE FORAGE RICAURTE

La Fm Onzole est représentée par 100 m d'argilites et siltites gris sombre, légèrement calcaires, tendres. Elles ont été datées N16 à la base (400') en se fondant sur *Globorotalia humerosa*, *G. acostaensis* et *Globigerinoides extremus* [Ordoñez et al., 1988]. Le sommet a été daté N18-19 par nannofossiles (Texaco-Pecten).

9. - LA FORMATION BORBÓN

La formation a été définie par des géologues d'IEPC près du village du même nom mais la première publication correspond à Stainforth [1948] [*in* Bristow et Hoffstetter, 1977]. Elle surmonte les pélites de la Fm Onzole.

Ces roches affleurent largement sur la CCO au Sud de Bahía et au Sud de Jama où elles ont été appelées Fm Bahía et Fm Jama [Whittaker, 1988]. Le Membre Upper Calcareous du Groupe Daular de Marks [1951] a été corrélé avec la Fm Borbón par Bristow [1975]. Cette unité avait été définie sur le rebord SE du Bassin Manabí, où elle affleure amplement au-dessus de la Fm Onzole.

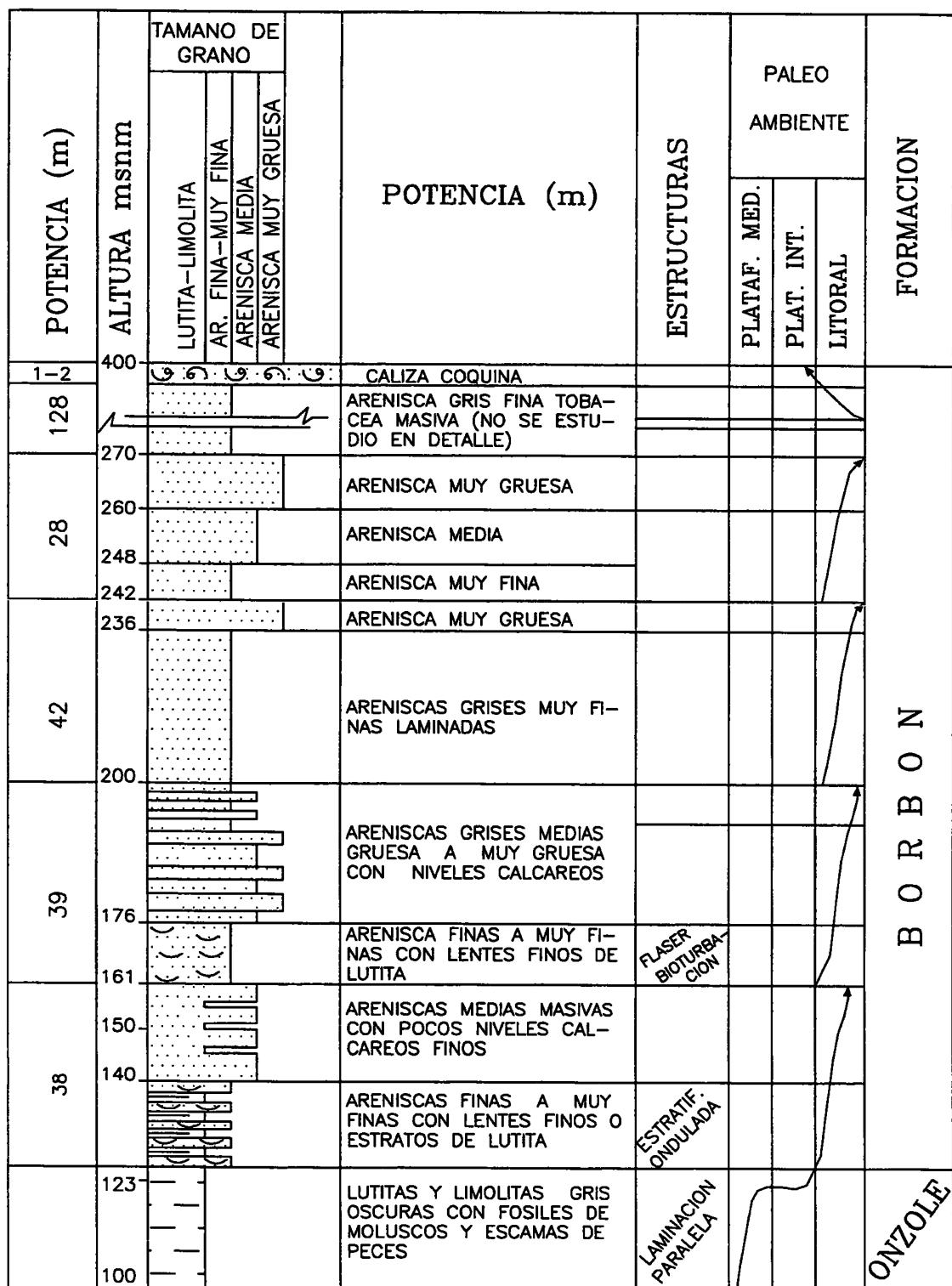


Fig. 60. – Stratigraphie de la Fm Borbón dans le projet de barrage Misbaque (Coord. 561-9835).

Lithostratigraphie

Dans le secteur de Pajan sur le bord SE du bassin, la Fm Borbón qui est constituée de grès en position subhorizontale forme de hauts reliefs plans à falaises abruptes (fig. 57). Une coupe au niveau du projet de barrage Misbaque a montré environ 300 m de grès en séquences granocroissantes qui reposent en contact transitionnel sur les pélites d'Onzole ; on y trouve

Géologie Alpine, 1995, t. 71

intercalés près de la base, des niveaux fins d'argilites tendres gris verdâtre, renfermant quelques foraminifères benthiques. Au sommet existe un niveau métrique de lumachelle (fig. 60).

Dans le secteur de Jama [d'après Bristow et Hoffstetter, 1977], on trouve, reposant aussi sur les argilites d'Onzole (datées N17-N18 à Punta Cabuyal), des grès bleus fossilifères, puis des grès à stratifications

entrecroisées et des conglomérats indurés ; viennent ensuite des lumachelles à *Ostrea* et *Pecten* et un grès à galets fins, puis à nouveau des grès bleuâtres, riches en mollusques apparemment d'eau plus profonde, et enfin au sommet, des grès à stratifications entrecroisées à lentilles de conglomérats ; dans les alentours sont signalés des restes de mammifères du Pleistocène, aussi le sommet est-il corrélable avec la Fm Tablazo de la Peninsula Santa Elena.

2 km à l'Ouest de San Vicente, les roches de la Fm Borbón sont discordantes sur la Fm Villingota (voir ci-dessus). On y trouve à la base des grès métriques à base érosive, bioturbés, à stratifications entrecroisées, montrant un sens de paléocourant vers le N 115, et au-dessus des grès gris clair, en lits décamétriques, d'aspect massif, avec quelques niveaux de stratifications entrecroisées et un niveau de tuf métrique.

Biostratigraphie

La Fm Borbón n'a pas été datée jusqu'à présent. On lui assigne un âge N19-N22 de par sa position stratigraphique en considérant les datations du sommet de la Fm Onzole et la possible équivalence latérale du sommet avec la Fm Tablazo.

Paléomilieu de dépôt

La formation représente une régression depuis un milieu marin peu profond jusqu'à un milieu transitionnel ; ensuite, un événement transgressif est enregistré au sommet par la présence de lumachelles qui seraient corrélables par leur faciès avec la Fm Tablazo. Enfin se produit un soulèvement régional et l'on ne rencontre pas de sédiments plus récents.

Chapitre IV

ÉVOLUTION TECTONIQUE

Ce travail a essentiellement mis l'accent sur la stratigraphie, l'aspect tectonique a été moins développé. Les connaissances acquises sur les relations stratigraphiques et les données tectoniques présentées dans ce chapitre sont cependant nécessaires avant de préciser l'interprétation géodynamique.

1. – LES DÉFORMATIONS DANS LA CCC

1.1. Structure d'ensemble

La CCC constituée par les formations crétacé-éocène, décrites dans les chapitres précédents, présente une structure monoclinale à pendage sud assez régulière. La direction moyenne mesurée à Guayaquil est N 110 et le pendage moyen à 18° S. Ces valeurs sont assez proches de celles mesurées par Alvarado [1989] à Durán à l'Est de Guayaquil : moyenne de N 108° E, 20° S.

La CCC est limitée à son extrémité orientale par une zone de failles décrochantes de direction NNE-SSO que j'appelle le système des Failles Durán. Le sens de mouvement est estimé sénestre en raison du déplacement subi par plusieurs segments de la CCC dans le secteur de la faille à Durán et à Guayaquil. De la même façon, à Rio Guaraguau (30 km au NO de Guayaquil), une famille de failles sénestres a été mise en évidence lors de la cartographie du contact de la Fm Cayo sur la Fm Piñón.

1.2. Structures internes

Dans le secteur de Guayaquil de nombreux plis métriques affectent les roches siliceuses de la Fm Guayaquil. Considérés comme des slumps par Alvarado [1990], ils ne présentent pas à mon avis des caractéristiques permettant de leur attribuer une telle origine. En effet, ils affectent plusieurs niveaux stratigraphiques et les mesures d'axes de plis présentent une faible dispersion autour de N 50. C'est pourquoi je leur attribue une origine tectonique.

Au Rio Bachillero, les pélites siliceuses tufacées de la Fm Cayo montrent des plis d'axes N 56 et des fissures qui permettent d'associer les plis à des failles sénestres de direction NNE-SSO parallèles à celles mises en évidence dans le secteur de Durán. De même les plis d'axes NE-SO mesurés à Guayaquil sont-ils vraisemblablement liés aux failles sénestres de direction NNE-

SSO. Le fait qu'ils affectent surtout les roches pélitiques siliceuses est dû probablement à la plus grande plasticité de ces dernières par rapport aux grès épais de la Fm Cayo qui ne se plient pas mais cassent, ayant un comportement plus fragile que les pélites. Le phénomène est similaire à celui de la déformation plastique d'une couverture sédimentaire décollée de son soubassement plus fragile.

Un groupe de failles dextres de direction N 110-120 a été reconnu ; ces failles sont parallèles à la Faille Colonche présentant apparemment un jeu dextre. Cette faille, servant de limite entre la CCC et l'Alto Chongón-San Vicente, est bien mise en évidence sur les images radar et son prolongement sur la plate-forme continentale au large de Valdivia est caractérisé grâce à des profils sismiques. Sur cette faille, au Rio Chongón (Coord. 5979-9756,15), j'ai observé un contact tectonique interprété comme chevauchant puisqu'il fait reposer des roches paléocènes sur des roches éocènes, bien qu'on n'ait pas pu étudier le plan de faille qui est très bréchifié. Les roches de la Fm San Mateo (Éocène moyen à supérieur) associées à la Faille Colonche étant plissées et faillées par des structures de direction NE-SO et de vergence NO, on peut interpréter la déformation comme le résultat d'un mouvement dextre-transpressif de la Faille Colonche (fig. 61).

1.3. Succession des déformations

Toutes les structures précédentes peuvent être interprétées dans un système où les failles décrochantes Durán et Colonche forment un dispositif conjugué produit par une compression de direction NNO-SSE. Celui-ci aurait fonctionné pendant l'Éocène supérieur ou l'Oligocène.

Cependant on observe aussi dans la zone de Guayaquil des failles de décrochements dextres de direction NE-SO, parallèles à la Faille Guayaquil, ainsi que d'autres, moins nombreuses, de direction NO-SE qui peuvent être considérées comme conjuguées des premières. On peut les interpréter comme le produit d'une compression E-O. Les éléments de datation manquent pour préciser l'âge de ces structures. Par ailleurs la faille Guayaquil recoupant les séries néogènes avec un jeu dextre donc conforme à celui qui est observé sur les décrochements décrits ci-dessus, la compression E-O doit être plus récente que la compression NNO-SSE et donc sûrement d'âge post-éocène voire post-oligocène.

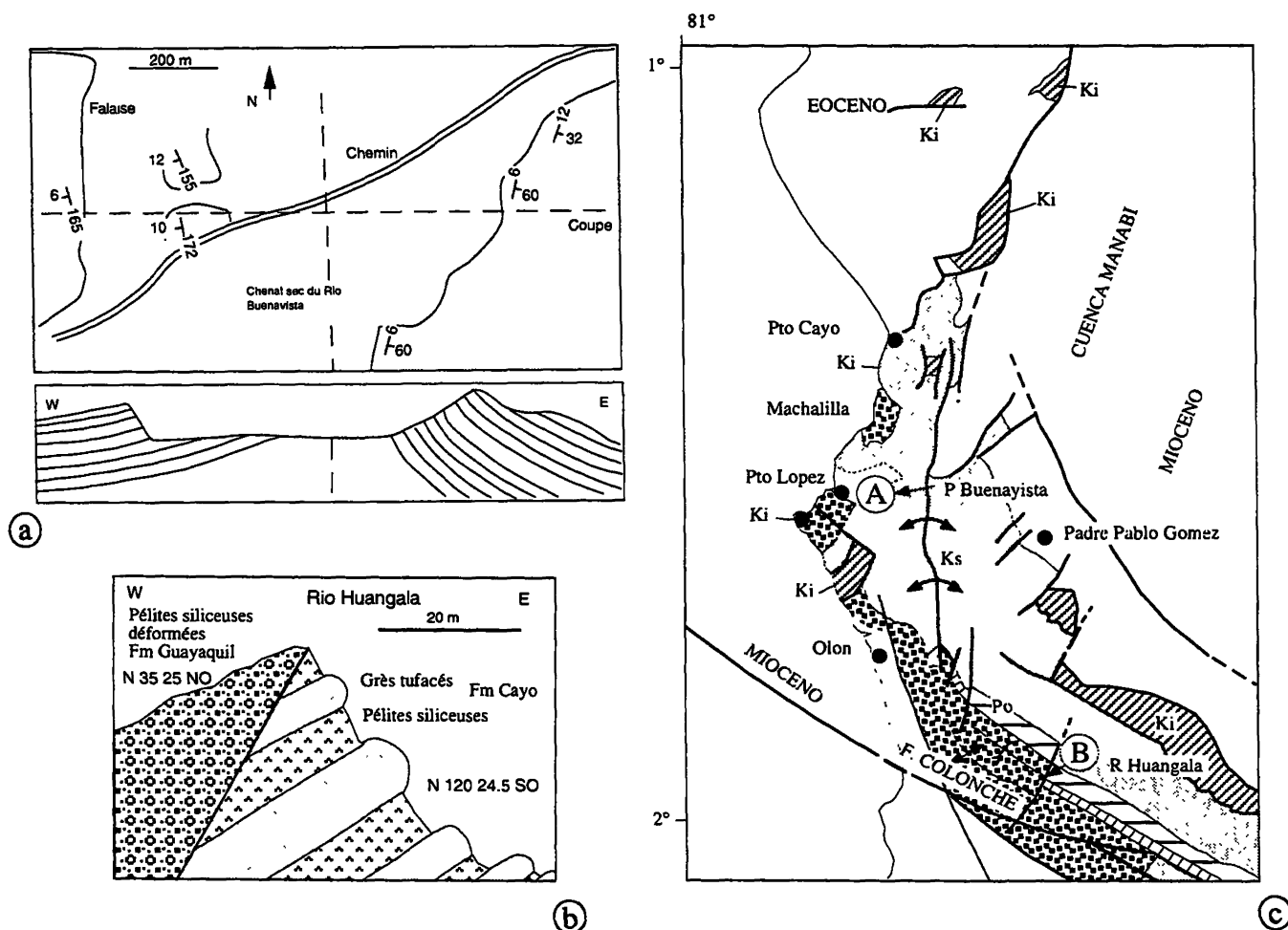


FIG. 61. – Zone de décrochement servant de limite entre la CCC et la CCO ;

- a) faille pli au Rio Buenavista, les pendages mesurés sur le terrain confirment l'interprétation des photos aériennes ;
 b) zone de décrochement au Rio Huangala en transpression ; le sens de déplacement est interprété par le cadre régional ;
 c) carte géologique et localisation des structures.

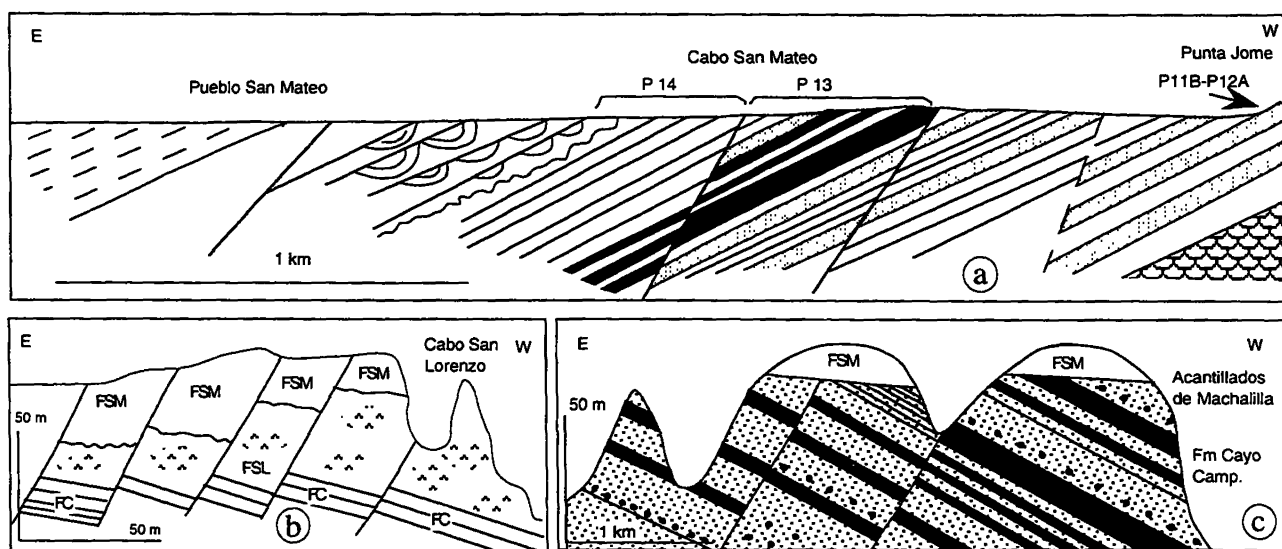


FIG. 62. – Coupes géologiques schématisées dans des roches éocènes dans la CCO ; a) à San Mateo ; b) à Cabo San Lorenzo ; c) à Machalilla.

2. – LA DÉFORMATION DANS LA CCO

2.1. Structure d'ensemble

La CCO est constituée d'une succession de blocs plus ou moins soulevés où affleurent tantôt la Fm Piñón, tantôt la Fm Cayo, tantôt encore la Fm San Mateo. Ces blocs sont limités par des failles à jeu décrochant NE-SO et NO-SE. Ces failles ont une apparence gravitationnelle (fig. 62) mais, en plusieurs endroits, on a mis en évidence un déplacement décrochant, raison pour laquelle je pense que les deux systèmes sont conjugués et caractérisent une compression de direction E-O.

La limite orientale de la CCO est une faille dextre transpressive de direction proche de N-S, la Faille Jipijapa-Portoviejo cartographiée localement comme un pli sur les feuilles géologiques de la DGM (Feuille Jipijapa, fig. 63c). Cette faille a été inférée grâce à une cartographie de détail dans le Rio Buenavista (fig. 63a). Au Rio Huangala, une faille parallèle du même style met en contact transpressif des roches très déformées de la

Fm Guayaquil (ou Santa Elena ?) et des roches moins déformées de la Fm Cayo (fig. 63b).

Vers le Nord, en partant de Julcuy, cette faille dextre constitue la limite occidentale des bassins d'avant-arc internes et prend une direction NNE jusqu'au secteur de Bahia de Caraquez où elle est déplacée par un décrochement sénestre (Faille Bahia) de direction NO-SE. Plus au Nord, elle prend une direction NE-SO et est appelée Faille Jama-Coaque puis Faille Quinindé au Sud de la province de Esmeraldas. Dans cette dernière zone, elle est à nouveau déplacée par un mouvement sénestre, le long de la Faille Esmeraldas. Plus au Nord le bassin d'avant-arc interne prend le nom de Borbón.

2.2. Succession des déformations

La déformation la plus ancienne a été observée dans des roches de la Fm Piñón entre Ayampe et La Rinconada. A 1 km au NO de La Rinconada, on observe des écaïlles tectoniques de roches ignées et sédimentaires qui enregistrent un événement compressif

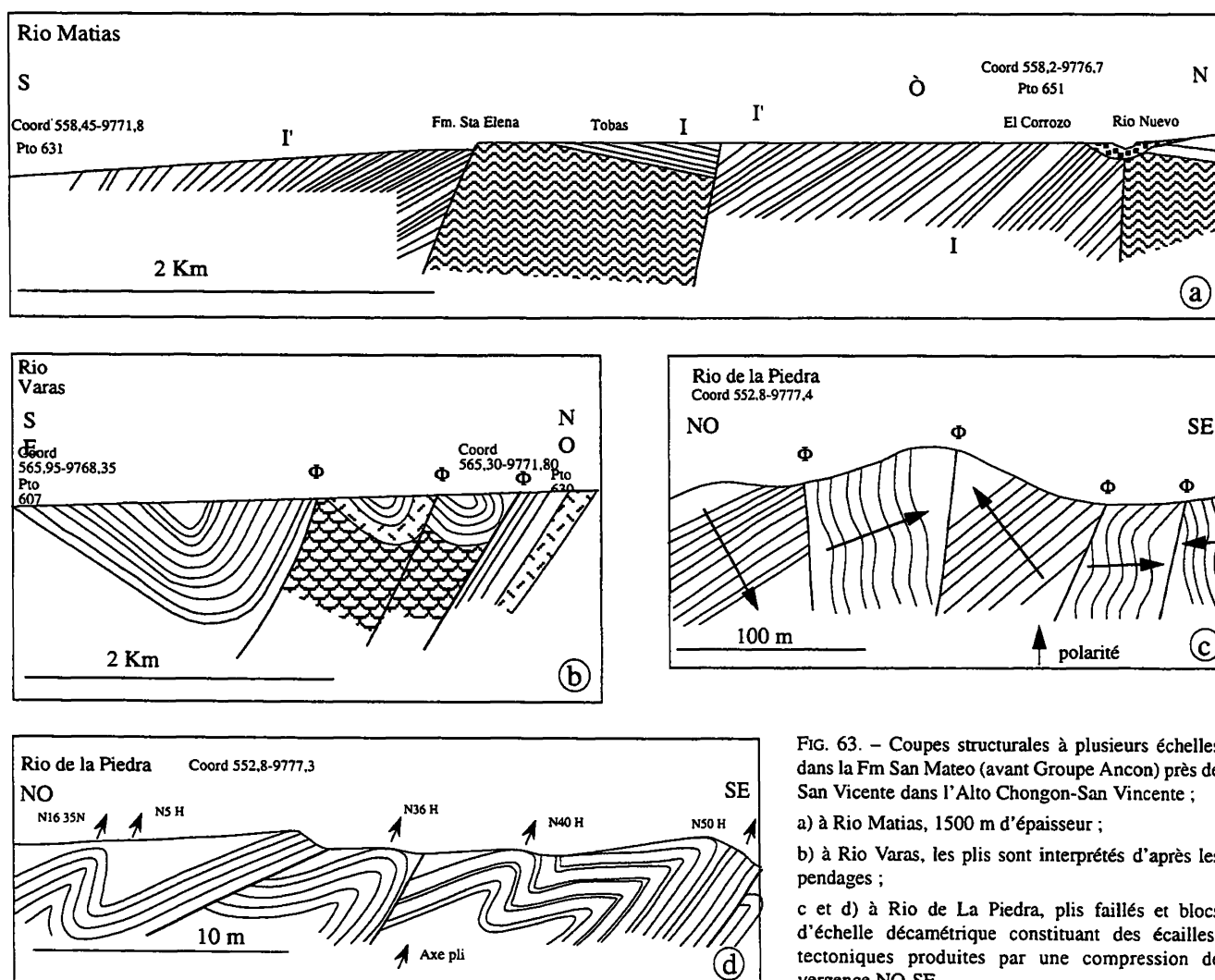


FIG. 63. – Coupes structurales à plusieurs échelles dans la Fm San Mateo (avant Groupe Ancon) près de San Vicente dans l'Alto Chongon-San Vicente ;
 a) à Rio Matias, 1500 m d'épaisseur ;
 b) à Rio Varas, les plis sont interprétés d'après les pendages ;
 c et d) à Rio de la Piedra, plis faillés et blocs d'échelle décamétrique constituant des écaïlles tectoniques produites par une compression de vergence NO-SE.

N-S ainsi qu'une autre plus jeune qui a produit des plis de direction NE-SO (fig. 64a). A Punta Blanca, des pillow-lavas et des brèches basaltiques sont affectées d'un cisaillement de direction N 110-120 (fig. 64a et b) qui enregistre une compression de direction proche de N-S ; cet événement est scellé par des dépôts d'âge éocène moyen.

En conclusion, dans la CCO, on distingue deux phases compressives principales de direction N-S et E-O d'âges pré-éocène moyen et post-éocène moyen respectivement, quoique l'existence d'une phase compressive NO-SE vers la fin de l'Éocène, ou à l'Oligocène avant l'installation de la compression E-O, soit possible.

3. – LA DÉFORMATION DANS LA PENINSULA SANTA ELENA

Les formations Santa Elena, Azúcar et le Groupe Ancón montrent des déformations de moins en moins nombreuses en montant dans la série.

3.1. Déformation dans la Fm Santa Elena

Les roches de la Fm Santa Elena se caractérisent par une intense déformation tectonique qui peut être placée à la limite entre les domaines structuraux cassant et ductile. Jaillard *et al.* [1993] ont fourni des données structurales et ébauché une interprétation de la cinématique, détaillée ci-dessous.

Dans le Barrage Chongón (Colline San Juan) de l'Alto Chongón-San Vicente, on rencontre des écaïlles tectoniques de pélites siliceuses à radiolaires de la Fm Santa Elena et de graywackes volcano-clastiques attribuées à la Fm Cayo. Les limites des écaïlles sont des plans de cisaillement N 110°, 60-80 S qui recoupent des plans de cisaillement presque horizontaux ; ceux-ci présentent souvent des stries qui indiquent un chevauchement vers le Nord. On observe aussi des failles et des plis NE-SO. La chronologie des structures observées est la suivante : 1) chevauchements à vergence Nord ; 2) plis et failles de direction N 110 ; 3) plis et failles de direction NE et 4) failles N 110 gravitationnelles.

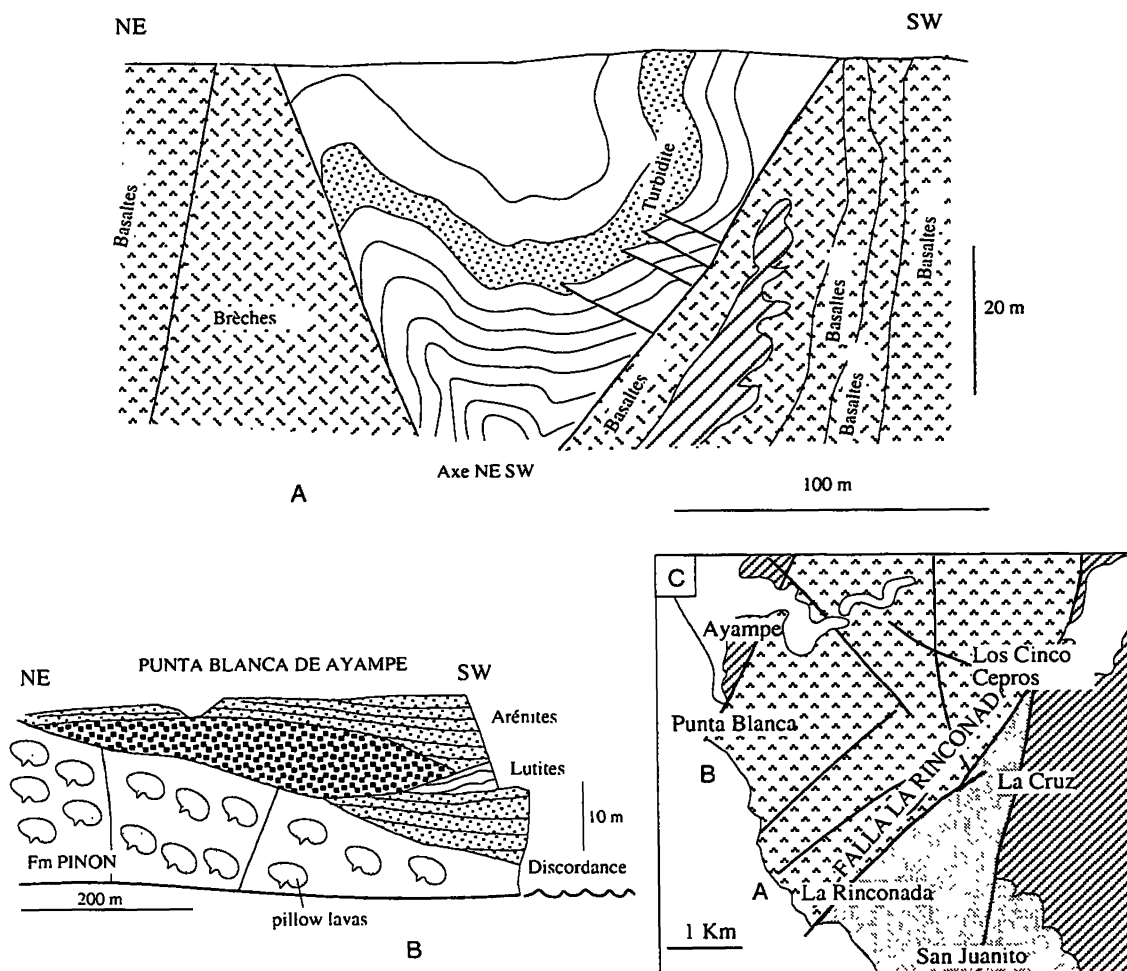


FIG. 64. – Déformations affectant les roches de la Fm Piñon à la CCO ;

a) écaïlles tectoniques de direction NE-SO ;

b) écaïlles dans des pillow-lavas de direction ESE qui enregistrent une compression N-S scellée par des roches de l'Eocène Moyen ;

c) carte géologique et localisation. J-K : Fm Piñon ; K4-7 : Fm Cayo ; E 2-3 : Fm San Mateo.

Au Cerro San Vicente (Barrage Alto Chongón-San Vicente) on rencontre deux générations de plis : les plus anciens de plan axial N 110° E, 60° S caractérisent un événement compressif de vergence NNE, puis des plis à schistosité de dissolution de plan axial N 155° E, 50° E enregistrent une compression de direction proche de NE-SO. On a aussi observé des plis moins bien définis, plus jeunes, de direction d'axe NE-SO qui traduiraient une compression de direction NO-SE.

Dans la Peninsula Santa Elena, la Fm Santa Elena, constituée par des pélites siliceuses localement tufacées, se trouve en écaïlles tectoniques, associées à d'autres écaïlles tectoniques de compositions et d'âges différents. En plusieurs endroits, on observe des écaïlles à vergence NO au sein d'écaïlles de la Fm Azúcar du Paléocène (exemple dans le chemin de montée au Cerro Gonzalez). Aux environs du forage Japonesa-1, à 2 km au Sud de Santa Elena, on observe des écaïlles de cette formation ; on y a mesuré des plis d'axes N 60 à N 80 et des plans de schistosité N 120° E, 40 à 60° S ; un peu plus au Sud dans une carrière, apparaissent des figures de cisaillement (type « poisson ») qui indiquent une compression et une vergence vers le NNO. L'ensemble est recoupé par des failles N-S plus récentes. A San Vicente, existent aussi des plis d'axe N 70. A El Morillo et à Cerro Chuculunduy, on observe des plans de

cisaillement à pendage Nord. Enfin à Punta Carnero on trouve des plis d'axes proches d'E-O.

3.2. Déformation dans le « Wildflysch Santa Elena »

A La Libertad, entre la plage La Caleta et le champ pétrolier La Carolina, on rencontre (fig. 65) une succession d'écaïlles constituées par la Fm Santa Elena, des roches ignées basiques, et des argilites verdâtres de l'Éocène moyen (Ech. # PO-60 : radiolaires *Spongatractus pachystilus* et *Thyrsoyrtis triacantha* ; Ech. # PO-55 : *Turborotalia wilsoni*). Cet ensemble a été appelé « Wildflysch Santa Elena » ou « Olistostrome Wildflysch » par Azad [1964] et Colman [1970] les auteurs de l'hypothèse de l'olistotromie de toutes les roches de la Peninsula Santa Elena. Ces auteurs ont considéré que ces affleurements représentaient les meilleurs arguments en faveur d'un emplacement catastrophique sédimentaire pendant l'Éocène supérieur. Pour Moreno [1984], la présence de brèches à blocs de dolérites, de grès conglomératiques et de cherts dans une matrice argileuse à microfaune (fig. 65C) était aussi la preuve d'une origine sédimentaire de l'ensemble.

Sur ces affleurements on peut faire quelques observations :

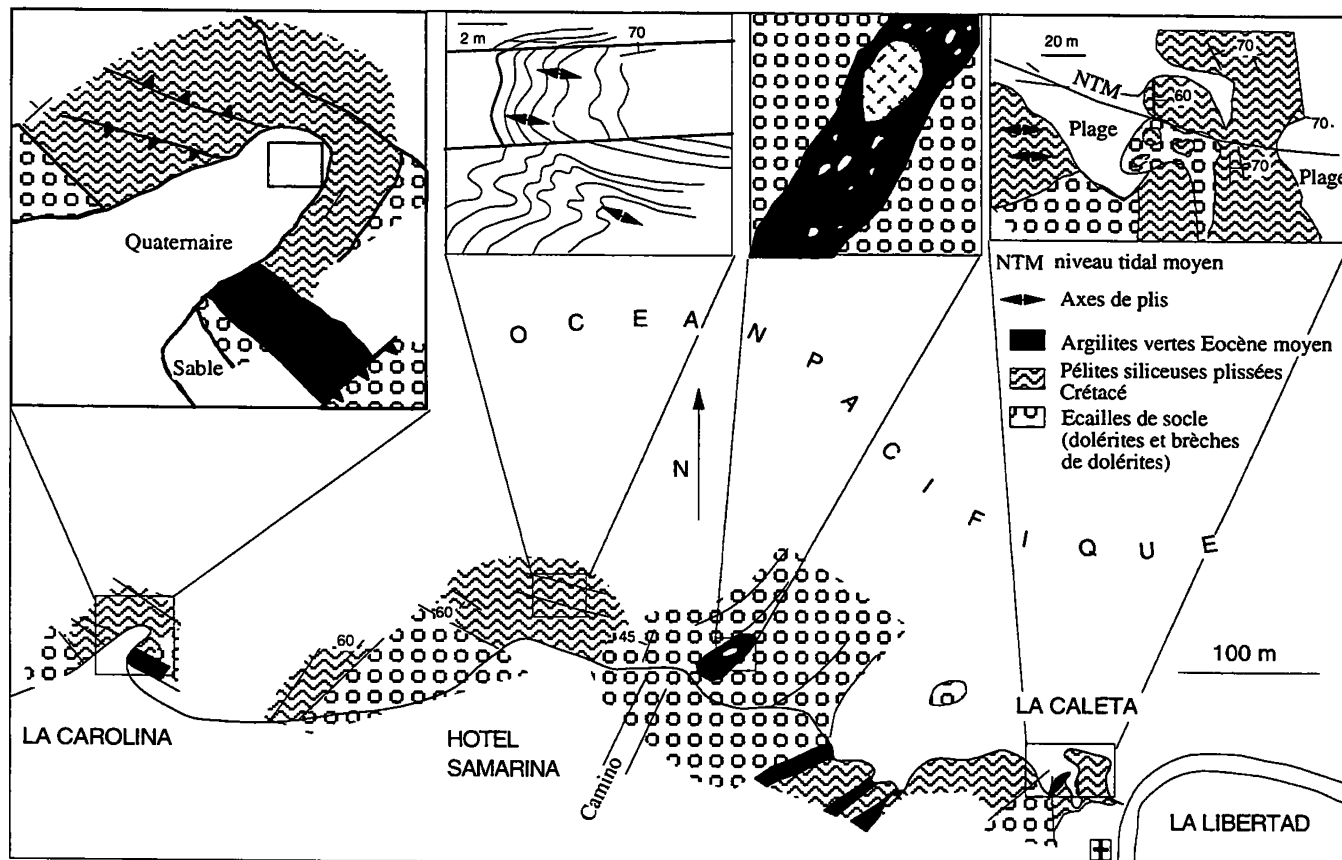


FIG. 65. – Cartographie des roches du « Wildflysch Santa Elena » entre la Caleta (La Libertad) et l'ancien champ pétrolier La Carolina.

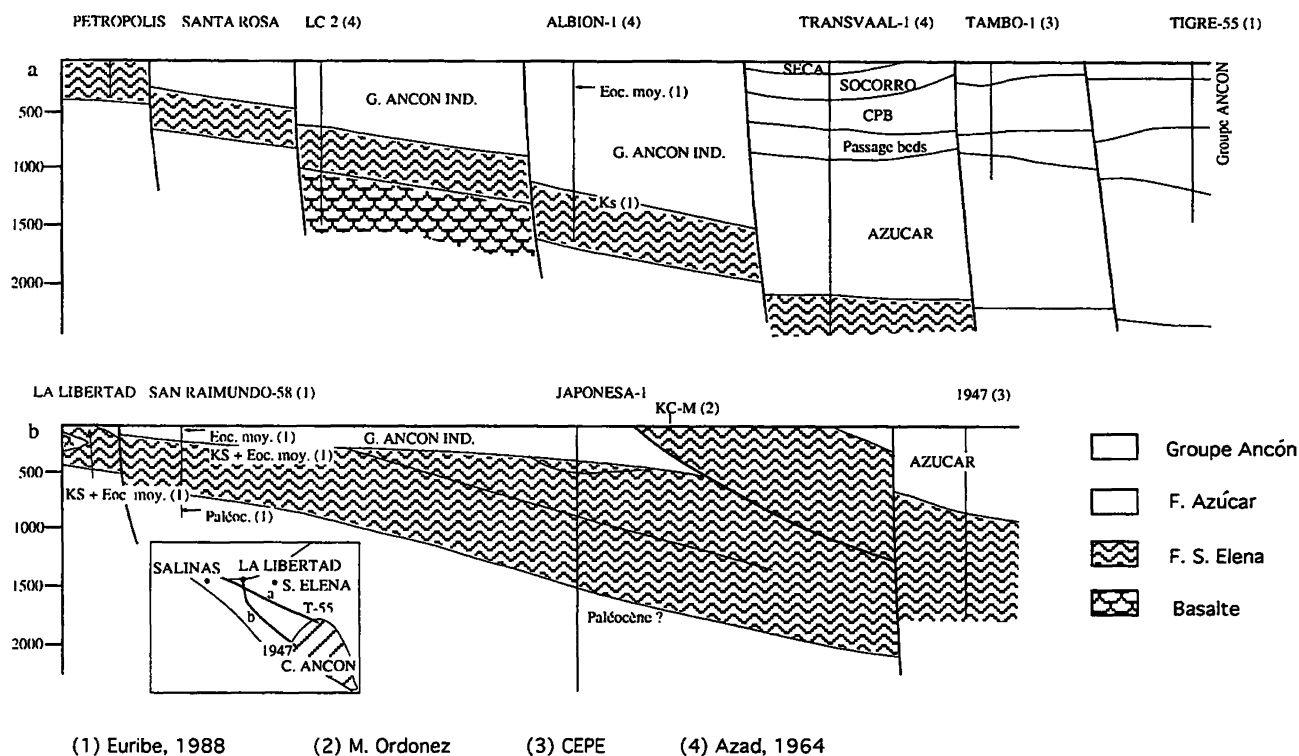


FIG. 66. – Coupes géologiques NO-SE dans la région de Santa Elena en se fondant sur des données de forage et de terrain. Elles montrent des roches paléocènes de la Fm Azúcar et des roches crétacées de la Fm Santa Elena en contacts chevauchants sur des roches éocènes du Groupe Ancón.

– les pélites siliceuses de la Fm Santa Elena conservent des structures telles que des failles et des plis d'orientation grossièrement E-O qui caractérisent une compression de direction N-S, ce qui est tout à fait comparable aux observations effectuées sur les autres affleurements de la même formation ;

– les pélites siliceuses, dolérites et argilites forment des blocs dont les limites sont toujours tectoniques et essentiellement orientées NE-SO, bien qu'on observe aussi des contacts de direction NO-SE ;

– à La Carolina (extrémité occidentale, fig. 65), les dolérites présentent une schistosité espacée de direction N 30-40 (parallèle à la brèche de la fig. 65C), dont l'origine est évidemment tectonique ;

– l'aspect sédimentaire que présentent quelques affleurements de brèches, comme celui de La Caleta, peut être dû à des processus d'altération subaérienne subis par ces roches pendant de longues périodes d'émersion post-orogénique.

En résumé la Fm Santa Elena et le « Wildflysch » présentent deux directions structurales principales : une direction N 90 à N 130 (moyenne N 110) et une autre direction N 45 à N 80 (moyenne N 70) qui correspondent à deux événements compressifs de direction N-S et NNO-SSE, sans tenir compte de possibles rotations ultérieures. Ces directions structurales correspondraient à deux événements ou phases

tectoniques respectivement d'âges pré-Azúcar et post-Azúcar, puisque les roches de la Fm Azúcar sont affectées par les structures N 70.

3.3. Déformations de la Fm Azúcar

Les roches de la Fm Azúcar à Playas forment une juxtaposition de blocs faillés hectométriques à kilométriques à strates en position subverticale de direction N 50-70 et polarité sédimentaire de sens contraire comme si à l'origine elles faisaient partie d'un grand anticlinorium à plis serrés et faillés, formé par une compression de direction NNO-SSE ; on rencontre aussi des failles dextres de direction N 140 et des failles sénestres conjuguées de direction ENE qui reprennent les anciennes directions et qui enregistrent une compression de direction proche de N-S.

Dans des séries pélitiques, on observe des plis métriques à plans axiaux de direction NE-SO en bon accord avec une compression de direction NNO-SSE ; on trouve aussi des plis à plans axiaux de direction NNE-SSO qui correspondraient à une phase compressive postérieure (Plans axiaux P2) de direction ONO-ESE.

A l'échelle plus régionale, la Fm Azúcar participe à un empilement d'écaillés tectoniques de grandes dimensions à vergence NO (fig. 67). Dans ces écaillés

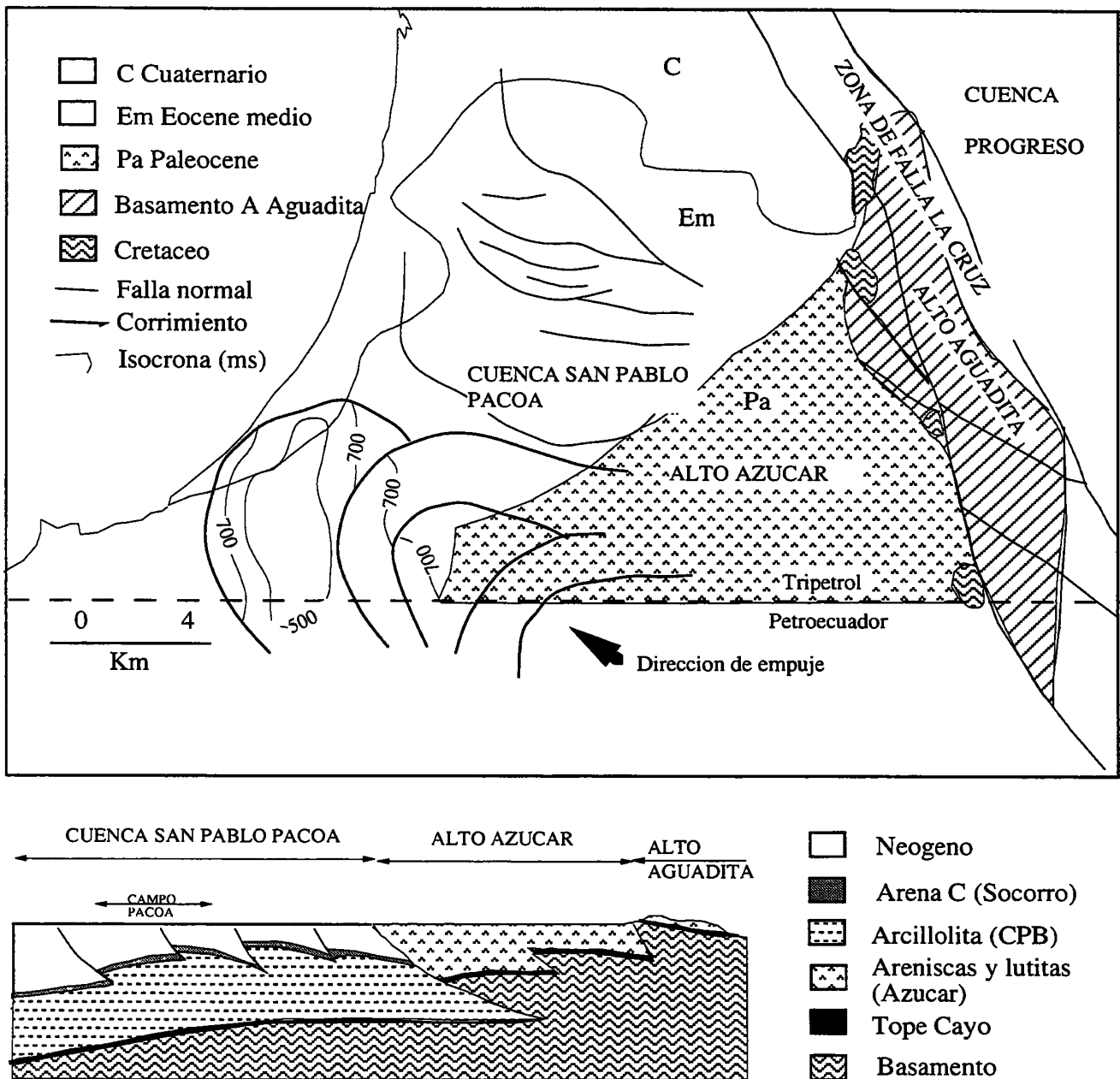


FIG. 68. – Nappes localisées dans le champ de Pacoa, interprétées sur des lignes sismiques et des forages [d'après Benítez et Zambrano, 1991, inédit].

on rencontre très fréquemment des fragments de la Fm Santa Elena, et, moins souvent, des fragments de roches ignées basaltiques et de roches argileuses plus tendres de l'Éocène moyen. En particulier ces dernières ont été caractérisées par Marchant [1961] en se fondant sur l'abondance d'*Hastigerinella colombiana* (p. 222) à Rio Esteban, actuellement Rio Chiriguas au NO de Baños (coord. 538,3-9756,4) et à Rio Piedra Colorada à l'Ouest d'Azúcar. Le même auteur a signalé aussi la présence de failles régionales décrochantes de directions NE et NO respectivement dextres et sénestres qui enregistrent une compression de direction E-O.

En conclusion les roches de la Fm Azúcar sont affectées par au moins trois phases tectoniques com-

pressives qui sont les suivantes à partir de la plus ancienne : 1) compression NNO-SSE ; 2) compression N-S et 3) compression E-O. La vergence des deux premiers événements semble être respectivement vers le NNO et le N. Elles sont bien documentées par plusieurs types de structures comme des stries, des plans de cisaillement d'angle faible et des crochons de failles, mais il n'est pas toujours possible d'attribuer chaque structure à l'une ou l'autre d'autant que les structures de la phase 2 ont tendance à reprendre les antérieures. Quant à leur âge la première phase se situe vraisemblablement à la limite Paléocène-Éocène inférieur, la deuxième pourrait se trouver entre l'Éocène moyen et l'Oligocène et la troisième dans le Néogène.

3.4. Déformations des roches du Groupe Ancón

Dans les falaises côtières d'Ancón sont visibles trois générations de structures qui affectent les roches du Groupe Ancón. Les plus anciennes sont des structures syn-sédimentaires et comprennent des slumps, des failles gravitationnelles et des dykes sédimentaires. Ces structures montrent une direction moyenne ENE-OSO qui représenterait la direction moyenne de la paléomarge continentale, sans tenir compte de possibles rotations ultérieures.

On observe aussi des structures d'origine compressive comme des failles inverses et plis métriques associés, parfois difficilement différenciables de slumps. Les auteurs de l'hypothèse olistostromique qui n'avaient pas différencié ces déformations des structures syn-sédimentaires, les ont prises comme preuves de glissements sous-marins à grande échelle. Ces structures affectent visiblement les roches les plus argileuses des formations CPB et Seca et dans une moindre échelle les roches plus sableuses, donc plus compétentes, de la Fm Socorro.

Entre le Club d'Ancón et la Quebrada Socorro (Fm CPB et Socorro) et dans la Quebrada Engabao (Fm Seca) on a ainsi mesuré plusieurs failles inverses et crochons de faille associés qui indiquent dans l'ensemble une vergence ONO-ESE ; bien que j'aie mesuré quelques failles inverses qui recoupent le contact Socorro/CPB, il semble que, dans la Fm Socorro, la déformation se propage essentiellement à travers des plans de cisaillement plus ou moins parallèles à la stratification dans les pélites et plus rarement par des plans obliques dans les grès suivant un système de rampes et plats ; ceci a été signalé par Moreno et Garcia [1985, rapport inédit] ainsi que dans les observations plus anciennes de Brown et Baldry [1925].

Une compression de vergence NNO analogue à celle qui affecte les roches du Groupe Ancón à Ancón a été mise en évidence plus au Nord dans le champ pétrolier de Pacoa ; en se fondant sur des données sismiques et des forages, Benítez et Zambrano [1991] ont cartographié plusieurs écaïles à vergence NO ayant utilisé les pélites argileuses de la Fm CPB comme niveau de décollement (fig. 68).

En résumé la déformation majeure dans le groupe Ancón est caractérisée par une compression NNO-SSE à NO-SE d'âge probablement éocène supérieur puisque le remplissage du bassin Progreso n'en montre pas trace.

Une déformation intense affecte les roches de la Fm Punta Ancón plus au Nord, entre Punta Blanca et Ballenita. A Punta Blanca on observe des plis isoclinaux à vergence NE ; à Ballenita des failles de directions N-S et E-O. Cette déformation est peu représentée dans les falaises d'Ancón où je n'ai mesuré dans la Fm Punta

Ancón que deux failles inverses à faible déplacement et à vergence NE. Les relations entre cette déformation et la précédente ne sont pas claires ; une hypothèse est de les considérer comme résultant du jeu de rampes latérales lors d'un déplacement vers le NNO et donc de les lier aux déformations précédentes.

Une autre déformation plus récente est caractérisée par des failles décrochantes NE-SO dextres et NO-SE sénestres, présentes dans toute la Péninsule d'après Marchant [1961] ; leur âge est certainement post-Éocène moyen ? Elles enregistrent une compression de direction E-O qui serait contemporaine du jeu de la Faille Guayaquil.

Les structures les plus visibles qui affectent toutes les roches du Groupe Ancón à Ancón sont des failles normales de direction ENE. Elles recoupent les structures compressives et correspondent à la direction de distension NNE-SSO compatible avec un système compressif de direction NE, comme celui qui est caractérisé dans le Miocène inférieur du Bassin Progreso ; celui-ci aurait ainsi joué dès la fin de l'Oligocène en donnant naissance au proto Golfe de Guayaquil. Quelques unes de ces failles ont pu reprendre d'anciens plans de failles synsédimentaires de même direction.

En conclusion, les roches du Groupe Ancón ont subi au moins deux événements compressifs de directions NO-SE et E-O d'âges probables éocène moyen à supérieur, et miocène moyen à supérieur et un événement distensif majeur d'âge post-oligocène.

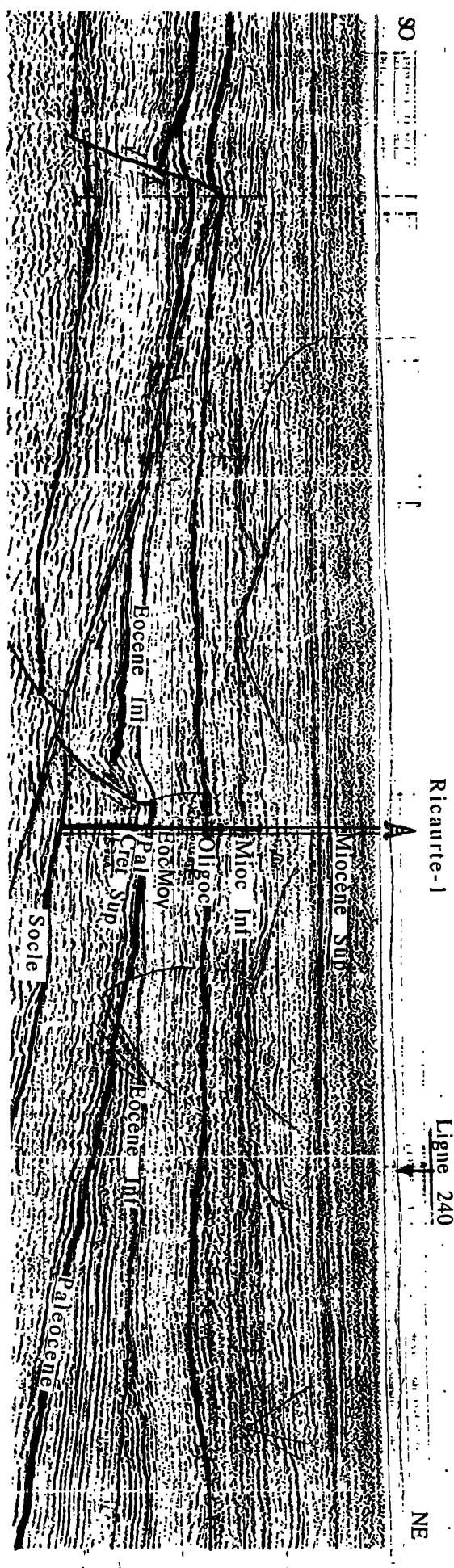
4. – LES DÉFORMATIONS DANS LE BASSIN MANABÍ

La déformation du remplissage sédimentaire du Bassin Manabí a été étudiée sur des lignes sismiques calibrées avec les données stratigraphiques du forage Ricaurte-1 et en s'aidant de la cartographie de surface.

4.1. Nord du bassin Manabí

Les événements tectoniques les plus anciens sont mis en évidence au Nord du bassin sur les lignes sismiques D-233 et D-240 (fig. 69). Sur la ligne D-233, qui passe par le forage Ricaurte-1, on observe, au Sud-Ouest du forage, des failles gravitationnelles de direction probable ESE-ONO qui affectent le socle Piñón et sa couverture crétacé supérieur-paléocène ; ces structures sont scellées par des dépôts attribués à l'Éocène inférieur qui se sont déposés en onlap dans de petits bassins formés par le basculement des blocs le long de ces failles ; apparemment le basculement a continué pendant le remplissage et il faut noter que sur les parties structurellement les plus hautes comme dans le forage Ricaurte-1, l'Éocène moyen repose en

Ligne D-233



Ligne D-240

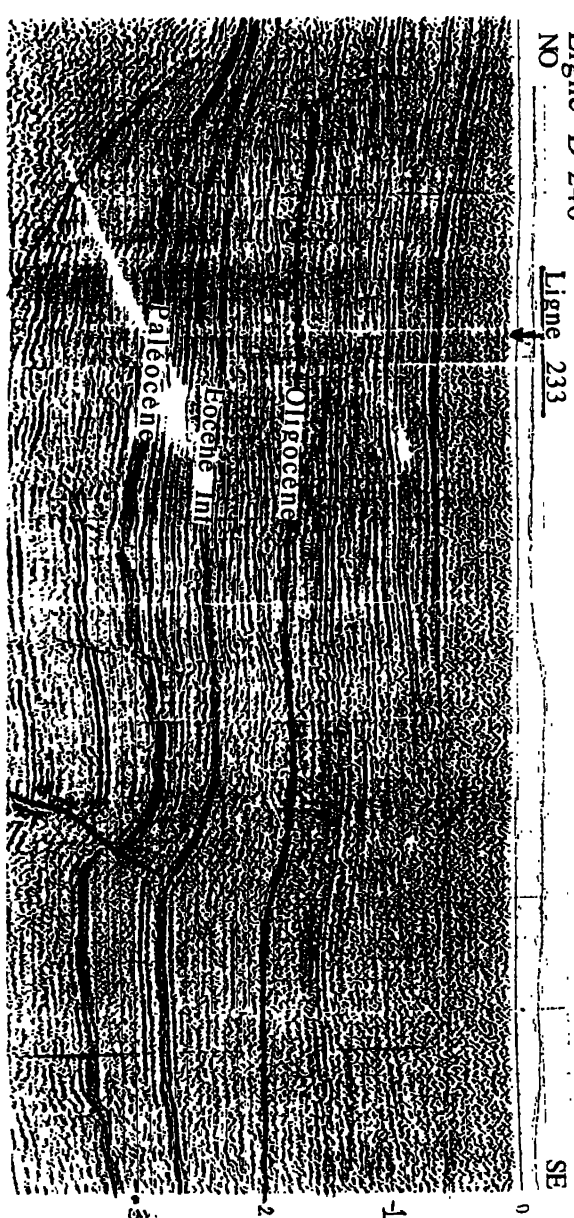


Fig. 69. – Déformations plus anciennes dans les roches du Bassin Manabi en se fondant sur des lignes sismiques D-223 et D-240 calibrées par le forage Ricaurre 1. Localisation des lignes sur la fig. 70.

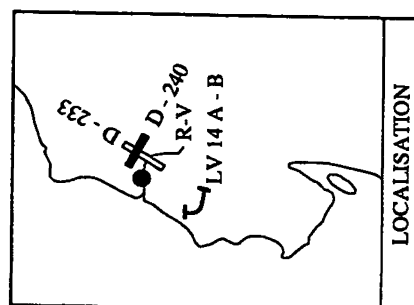
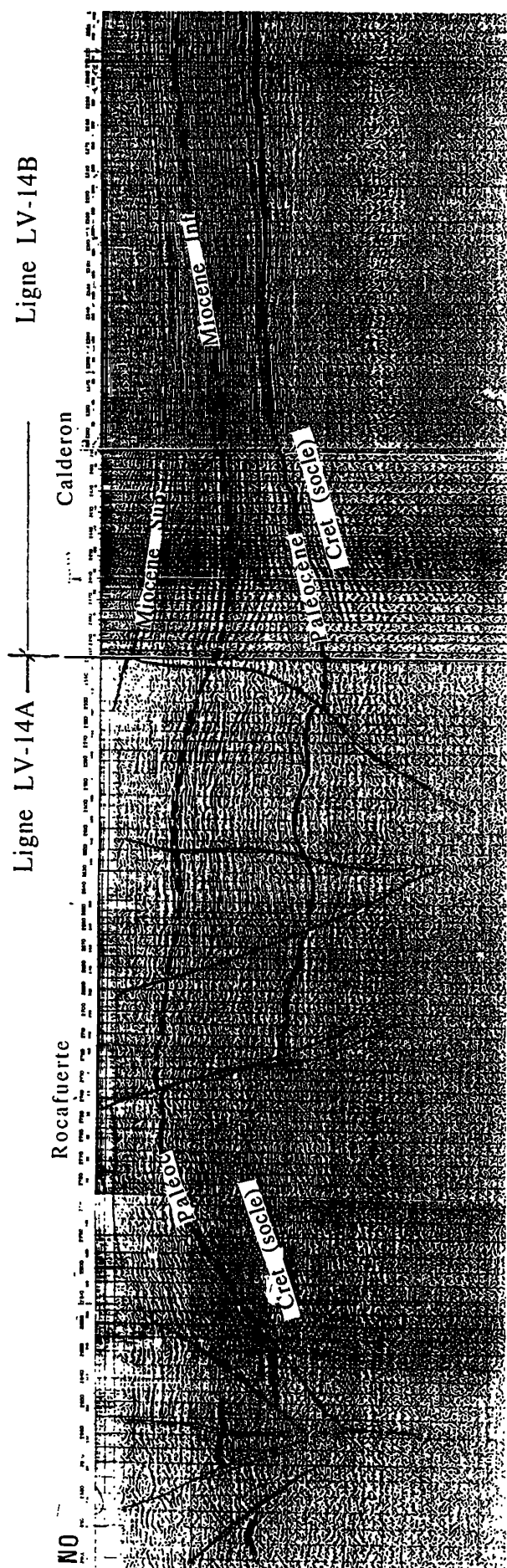


FIG. 70. – Déformations plus jeunes du bord ouest du bassin Manabi et de la CCO dans la zone de Rocafuerte et Calderon. Les structures principales sont des fleurs de décrochements dextres de direction NE-SO.

discordance sur le Paléocène (Fm Guayaquil).

Sur la ligne D-240 (fig. 69), perpendiculaire à la précédente, des failles inverses de direction probable NE-SO et de vergence SE affectent le socle pendant l'Éocène inférieur ; elles continuent probablement à fonctionner durant le reste de l'Éocène et sont finalement scellées par des sédiments oligocènes et miocènes.

La ligne D-233 (fig. 69), montre aussi que les anciennes failles normales de direction ESE sont recoupées par des failles normales de direction probable NE-SO qui sont elles-mêmes scellées par les dépôts du Miocène inférieur. Elles pourraient représenter une réponse distensive de direction NO-SE en relation avec la compression de direction probable NE-SO en régime décrochant, analogue à ce qui a été observé dans le bassin Progreso et qui affecte les roches du Groupe Ancón.

Sur la ligne sismique LV-14 A et B (fig. 70) des structures complexes sont interprétées en fleurs positive et négative et caractérisent le jeu de grandes failles décrochantes (Jipijapa-Portoviejo), en accord avec Marksteiner et Aleman [1991] ; elles ont provoqué le soulèvement côtier de la CCO, créé les bassins pull-apart et contrôlé leur évolution. A noter que les mouvements les plus importants ont débuté au commencement du Miocène moyen et ont continué jusqu'au Miocène supérieur, pendant le dépôt de la Fm Progreso. Au cours du Miocène se produit une migration progressive du dépoint vers l'Est.

4.2. Sud du bassin Manabí : plate-forme Daule

Dans la zone plus stable du SE du bassin Manabí, appelée Plate-Forme Daule, les dépôts tertiaires présentent très peu d'accidents tectoniques (ligne LV.14B ; fig. 70). Localement on observe des failles inverses à vergence Est affectant le socle et sa couverture jusqu'aux roches paléocènes ; elles sont scellées par des roches mal datées d'âge éocène-oligocène probable.

La rigidité du socle dans la plate-forme Daule semble être liée à la présence d'un complexe d'arc volcanique d'âge probable paléocène-éocène inférieur mis en évidence par la présence d'anomalies gravimétriques négatives et de vitesses sismiques anormales d'après Marksteiner et Aleman [1991]. Ces auteurs considèrent qu'il s'agit de la Fm Macuchi (arc volcanique) déposée *in situ* après collision et accréation du Terrain Piñón pendant le Paléocène inférieur ; la collision aurait provoqué dans les roches créacées une déformation compressive près de la Faille Guayaquil considérée par ces auteurs comme l'accident tectonique le plus important lors de cet événement.

4.3. Conclusion, l'évolution dans le Bassin Manabí

Elle montre :

- une distension de direction NNE-SSO puis une compression de vergence SE pendant l'Éocène inférieur à moyen. Si ces deux mouvements sont contemporains, comme il semble, on aurait un régime de compression décrochante de direction NO-SE qui traduirait la déformation du bloc rigide constitué par le socle Piñón lors de la collision et de l'accréation de l'arc Macuchi ;
- la direction de compression a tendance à tourner vers le N-S, donnant lieu aux mouvements décrochants sénestres de la Faille Durán et à la rotation horaire du bloc accréé ;
- une phase décrochante probable d'âge fini-oligocène-miocène inférieur avec une direction de compression NE-SO ;
- des mouvements décrochants dextres de direction NE-SO associés à une compression E-O apparaissent à partir du Miocène moyen.

5. – LA DÉFORMATION DU BASSIN PROGRESO

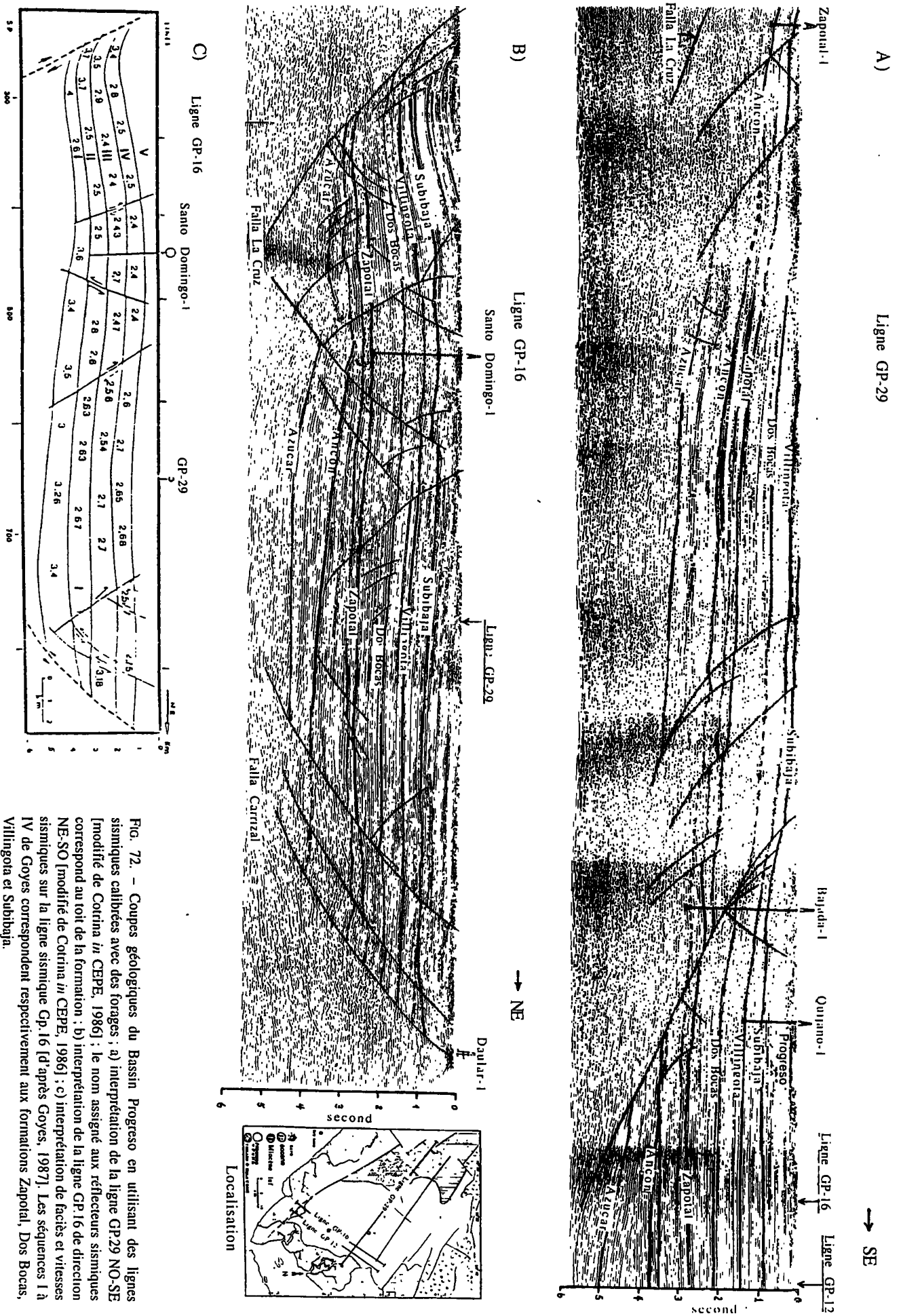
Dans ce bassin, les données utilisées sont des relevés de terrain, des images radar et des lignes sismiques calibrées par l'information stratigraphique des forages pétroliers (fig. 43, 71 et 72).

Le bassin est limité au Nord par la Faille Carrizal de direction ESE qui le sépare de l'Alto Chongón-San Vicente et au Sud par la Faille La Cruz qui le sépare de l'Alto Santa Elena. Ces deux failles convergent au NO, près du secteur de Colonche et divergent vers le SE donnant au bassin une forme de triangle isocèle dont la base se trouve dans le SE limitée par la zone encore subsidente du Graben Jambelí de direction NE-SO. Les failles principales qu'on observe dans le bassin sont liées en fait au fonctionnement des failles limitrophes du bassin lui-même ; on observe cependant un important alignement de failles de direction NE-SO dans le secteur de Progreso que j'appelle la Faille Progreso.

5.1. Faille La Cruz

La Faille La Cruz est une faille à mouvement sénestre dont le jeu a été déduit des déformations des roches de la Fm Azúcar à Cerro Azúcar, et qui ont aussi été observées sur les images radar. L'aspect actuel de la faille décrochante est visible sur les lignes sismiques (fig. 71 et 72) bien que l'histoire de son mouvement soit complexe.

La zone actuelle de faille suit apparemment la même direction qu'un chevauchement post-Ancón qui apparaît sur la ligne sismique GP-16 au-dessous du forage Santo Domingo-1 (fig. 72) et qui a joué en faille normale



après le dépôt de la Fm Zapotal ; la quasi absence de roches du Groupe Ancón dans ce secteur indiquerait qu'elles ont été érodées après le chevauchement. Cette discordance est scellée par les dépôts des formations Zapotal, Dos Bocas et Villingota du Miocène inférieur, époque à laquelle la Faille La Cruz a joué probablement comme gravitationnelle. Pendant le dépôt de la Fm Subibaja se configurent les antiformes Santo Domingo et Rodeo sous l'effet d'un jeu transcurrent mieux défini, puis le mouvement distensif est renouvelé provoquant la collapse des antiformes ; la discordance qui en résulte est scellée par le dépôt de la Fm Progreso.

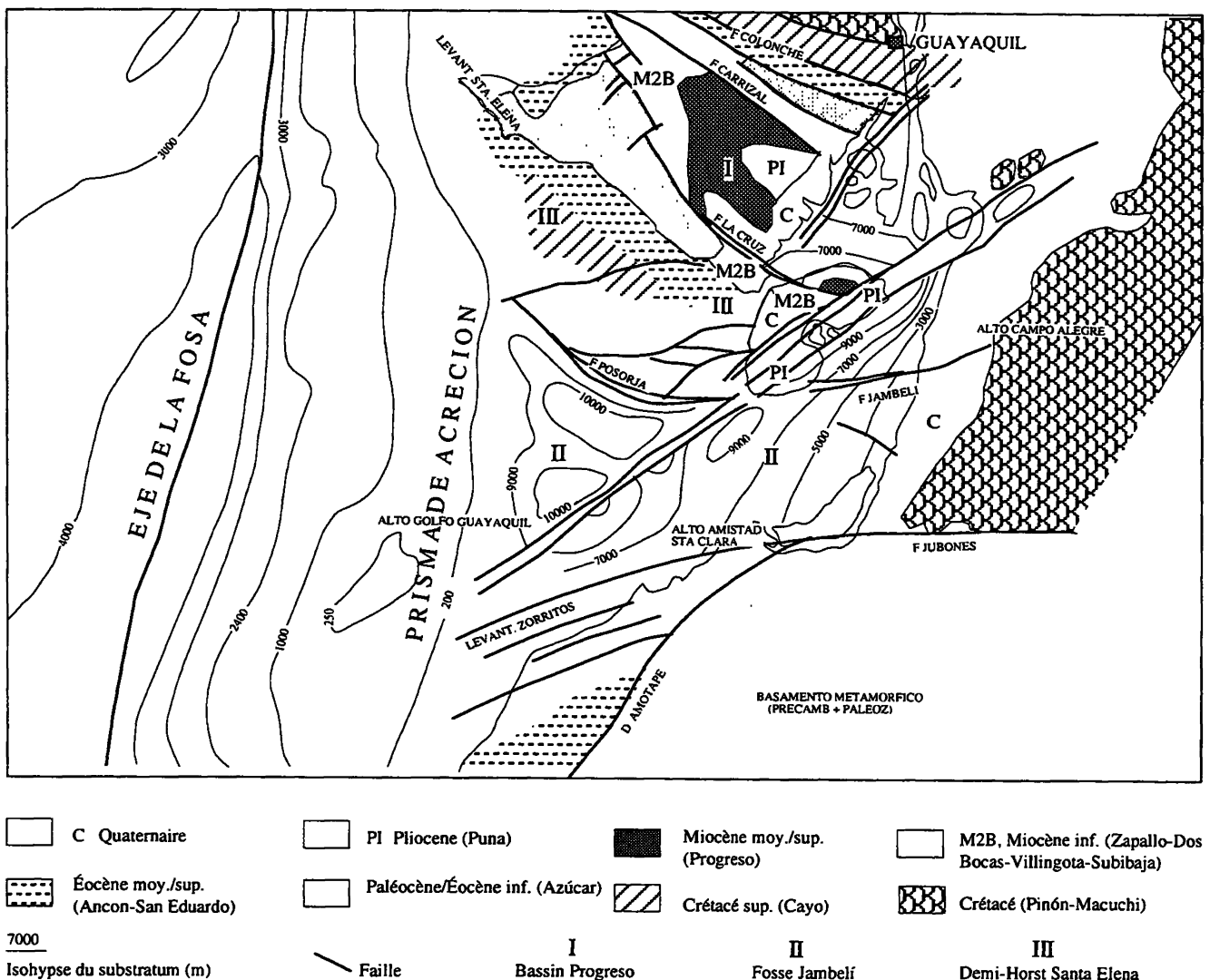
Une étude microtectonique effectuée sur le Calcaire San Antonio [Toro, 1994] d'âge miocène inférieur, qui affleure à proximité de la faille La Cruz, signale que ces roches enregistrent deux événements compressifs de directions N 39 et N 110 sans préciser leur chronologie relative.

D'après Lavenu *et al.* [1994], les bassins intra-andins du Sud de l'Équateur ont subi deux événements

compressifs principaux pendant le Néogène : le premier de direction NNE-SSO pendant le Miocène inférieur et le deuxième de direction E-O entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur ; ce dernier mouvement a continué jusqu'au Quaternaire. Dans le détail, les déformations des roches, qui enregistrent le changement de direction de compression, montrent que ce changement est progressif et non brusque. Par corrélation, les compressions du Bassin Progreso, observées dans les Calcaires San Antonio correspondraient à une direction NE-SO pendant le Miocène inférieur et à une direction ESE-ONO à partir du Miocène moyen.

5.2. Faille Carrizal

La Faille Carrizal présente un jeu principalement distensif pendant toute son histoire (fig. 71 et 72). Elle est particulièrement active pendant le dépôt de la Fm Zapotal qui constitue à son pied un épais biseau clastique. Elle est aussi très active pendant le dépôt de la



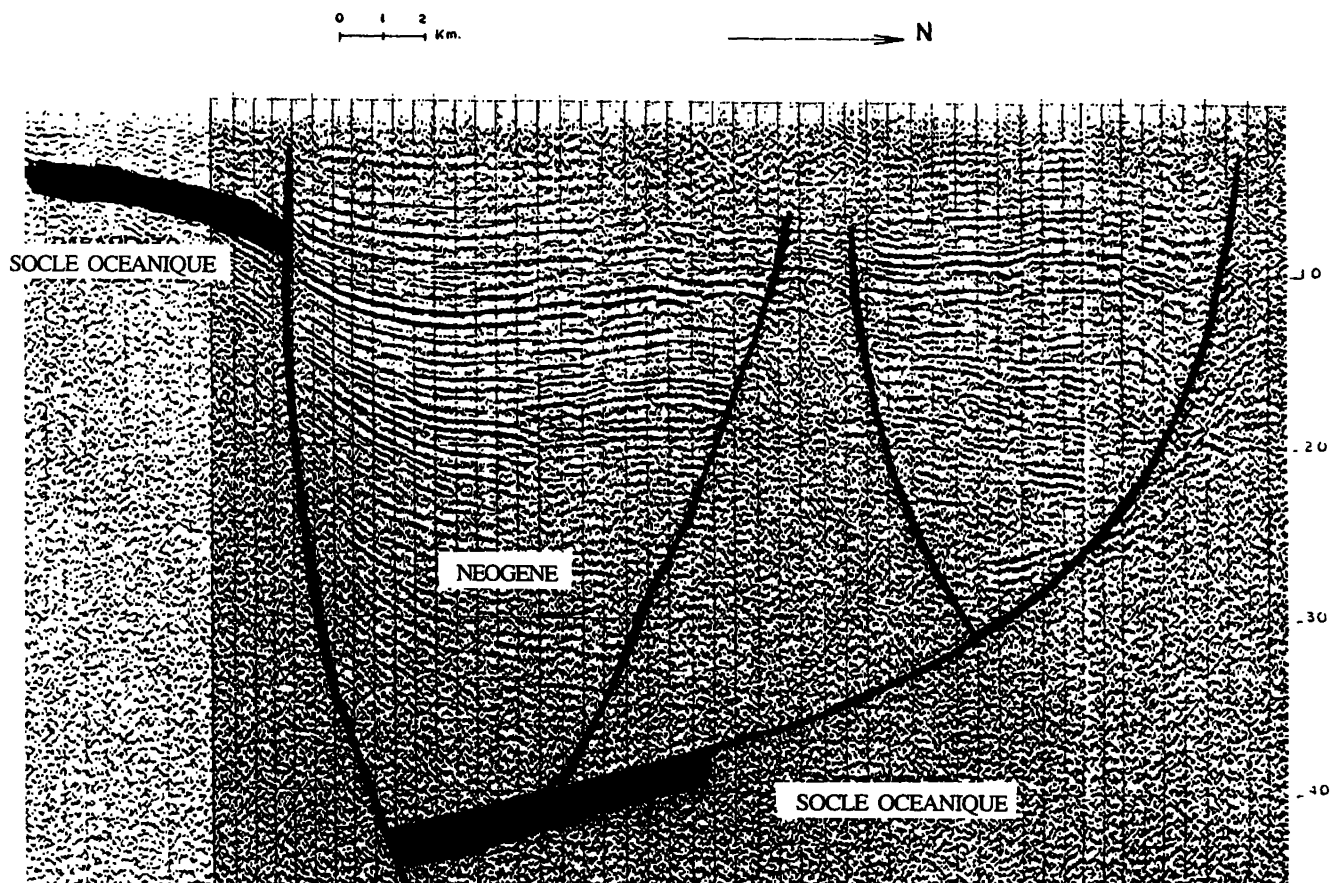


FIG. 74. – Bassin pull-apart Naranjal montrant le déplacement vertical causé par la Faille Guayaquil et l'allure en fleur due au décrochement dextre de cette structure [d'après Santos, 1983].

Fm Progreso ; cette structure est contemporaine de la Faille La Cruz. Elle est mise en évidence grâce au soulèvement subi par l'Alto Chongón-San Vicente après le dépôt des formations Subibaja et Bellavista dont le sommet est d'âge miocène moyen basal.

5.3. Faille Progreso

La Faille Progreso de direction NE-SO est visible sur la ligne sismique GP-29 (fig. 72). Elle a été traversée par le forage Bajada-1. Son jeu principal coïncide avec l'événement distensif qui a provoqué le dépôt de la Fm Progreso et a séparé le sous-bassin Subibaja au NO des sous-bassins Sabana Grande et San Antonio au SE (fig. 43). Ces derniers ont continué à subsider pendant le Pliocène avec le dépôt de la Fm Puna.

5.4. Conclusion

En conclusion les roches du Bassin Progreso enregistrent un changement de la direction de compression qui passe de N-S pendant l'Éocène terminal ou l'Oligocène, à une direction NE-SO pendant le Miocène inférieur et finalement à une direction E-O à partir du Miocène moyen.

6. – LA DÉFORMATION DANS LE « GRABEN » JAMBELÍ

Le « Graben » Jambelí n'est pas en réalité un vrai graben mais une zone de déformation très ample et complexe liée au mouvement décrochant de la Faille dextre Guayaquil de direction NE-SO (fig. 73). On trouve donc des soulèvements formés par transpression et des bassins pull-apart formés en transtension.

Les soulèvements comme l'île Santa Clara, Amistad, Collines Zambapala et Mala à l'île Puna, ont fait l'objet d'explorations pétrolières. Les bassins pull-apart sont typiquement allongés et très subsidents. Santos [1983] montre que le petit bassin de Naranjal (fig. 74) large de 23 km montre un effondrement de 5 km ; le remplissage de ce bassin est vraisemblablement plus récent que le Miocène moyen ce qui implique un taux de subsidence supérieur à 300 m/Ma. Dans le forage Tenguel du bassin Jambelí (fig. 50), on a montré que pendant le Pliocène-Quaternaire environ 3000 m de sédiments se sont déposés ce qui donne un taux de subsidence de 600 m/Ma. Au dépointre du même bassin les interprétations géophysiques rapportent une colonne du Néogène de près de 10 km ce qui donne une valeur de subsidence de 400 m/Ma (fig. 75).

Le mouvement dextre actuel de la Faille Guayaquil a été déterminé par Winter et Lavenu [1988] dans la

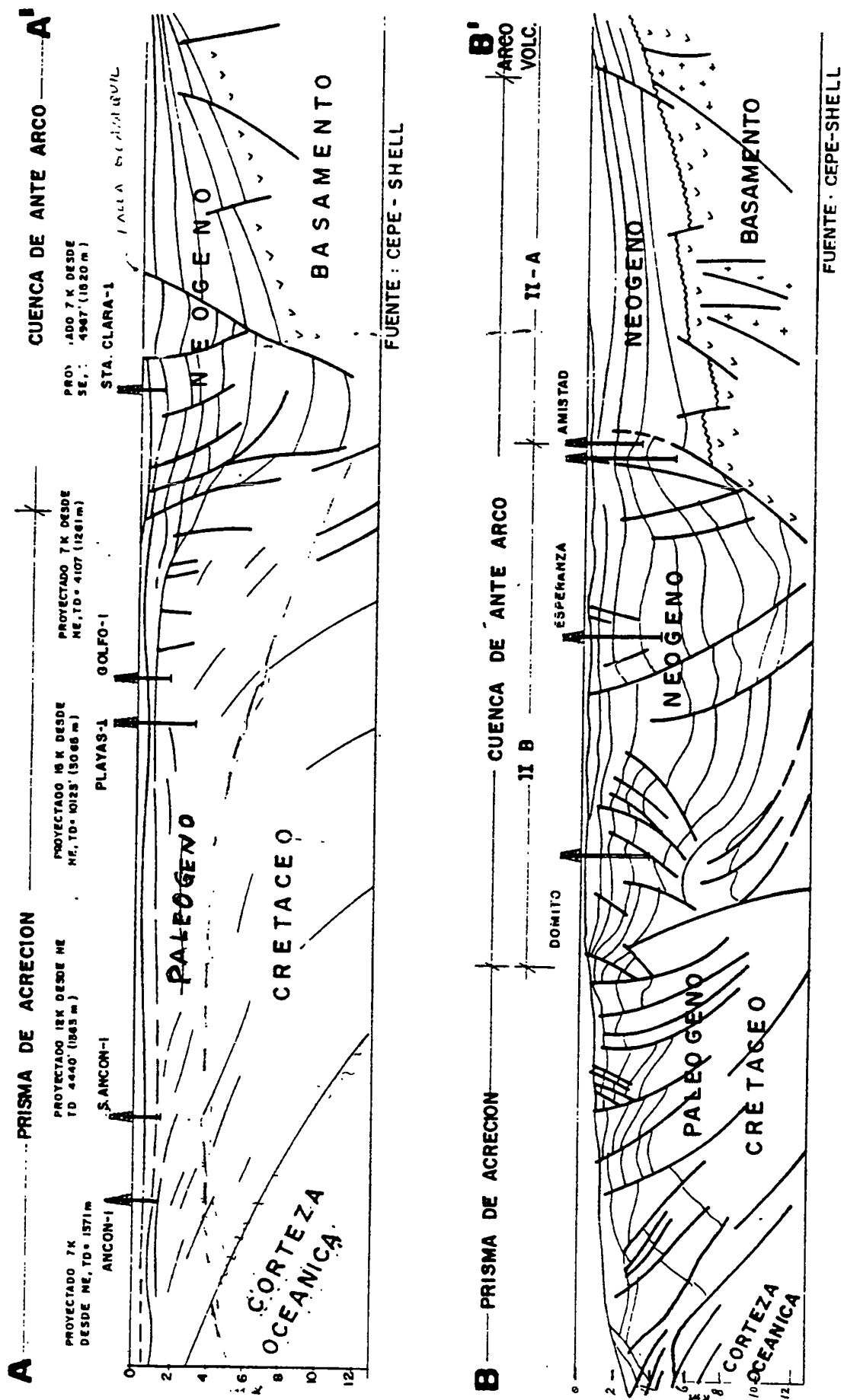


Fig. 75. — Coupes géologiques dans le Golfe de Guayaquil (localisation sur la fig. 74).

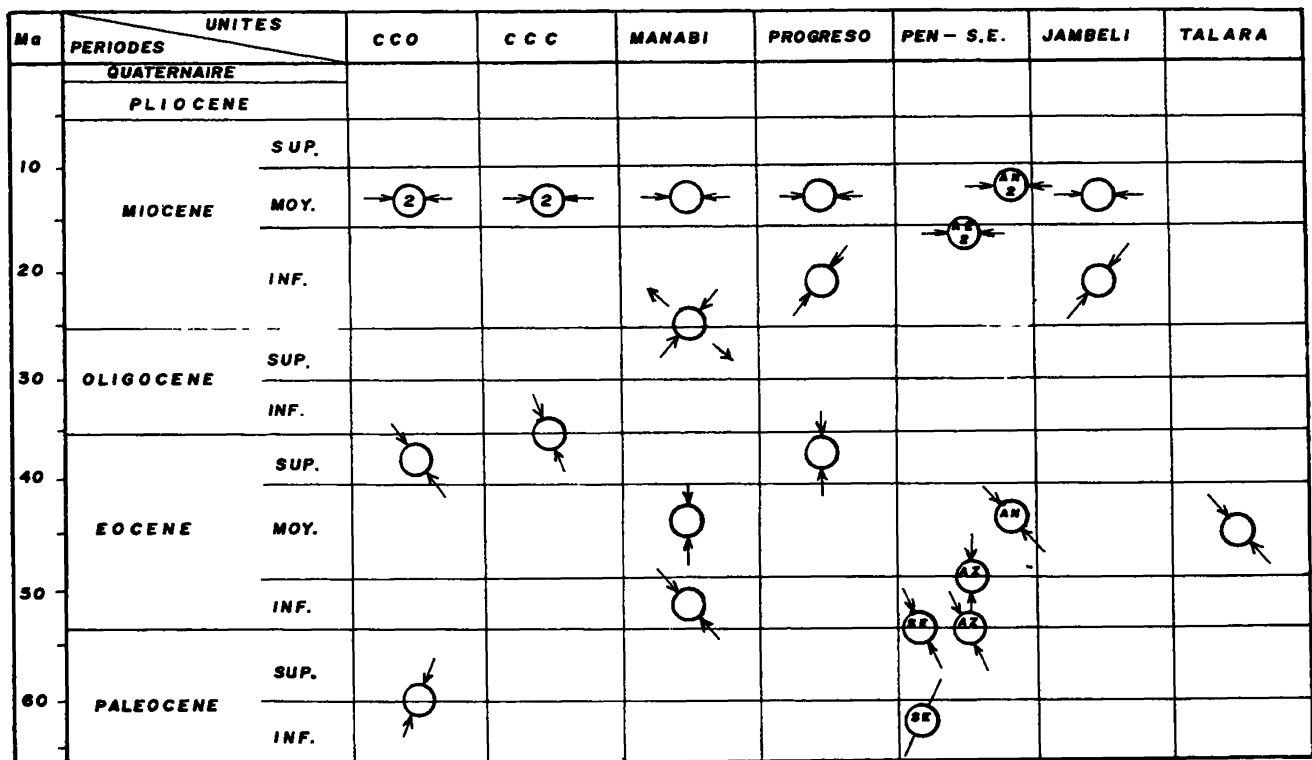


FIG. 76. – Résumé des déformations affectant l'avant-arc équatorial, montrant les directions de compression qui ont été déterminées dans chaque unité morpho-tectonique.

1 : D'après Seranne, 1987. 2 : L'âge de cette déformation n'est pas déterminé avec précision. On la situe au Miocène moyen selon les données des bassins néogènes. 3 : La direction de compression est estimée dans ce cas grâce aux lignes sismiques, il y a donc une imprécision d'environ 45°. SE : Fm Santa Elena. Az : Fm Azúcar. An : Groupe Ancón.

zone de Pallatanga au NE de Guayaquil et son mouvement estimé par Lavenue *et al.* [1994] entre 3 et 4 mm/année. Le début du jeu de la Faille Guayaquil n'a pas été daté avec certitude ; d'après les données stratigraphiques elle a dû fonctionner pendant tout le Pliocène et probablement aussi pendant le Miocène moyen et supérieur ou de grandes valeurs de subsidence ont été aussi signalées (Fm Progreso, 150 m/Ma) mais plus basses que pour le Pliocène, peut être parce que tous les forages qui ont traversé ces roches ont été menés dans des hauts structuraux fonctionnant à l'époque du dépôt. Pour le Miocène inférieur, les valeurs de subsidence sont similaires à celles du Miocène moyen et supérieur, toutefois comme il n'a pas été traversé complètement par aucun forage, les valeurs réelles peuvent être supérieures.

En comparant avec les observations effectuées dans le Bassin Progreso, on peut envisager qu'une compression E-O a régné depuis le Miocène moyen, responsable du mouvement dextre de la Faille Guayaquil ; ceci est en bon accord avec les observations sur la sédimentation dans le bassin. En revanche, si le schéma compressif NE-SO de Progreso est valide pendant le Miocène inférieur, la faille Guayaquil n'a pas pu fonctionner à cette époque en décrochement dextre mais plus probablement en distension de direction NO-SE provoquant l'ouverture du bassin.

7. – CONCLUSIONS SUR LA DÉFORMATION DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN

Si l'on compare les déformations observées dans chacune des unités morphotectoniques de la Côte équatorienne (fig. 76) on peut faire les remarques suivantes :

- toutes les unités ont enregistré un changement de direction de compression qui passe de N-S pendant le Paléocène-Éocène à E-O pendant le Néogène ;

- l'Oligocène est mal représenté au Sud de la CCC aussi peu d'observations de terrain y sont possibles ; elles montrent que les roches oligocènes sont affectées par une déformation distensive, ce qui suggère que ce changement de direction ait pu se produire pendant l'Éocène supérieur ;

- la direction de convergence entre les plaques Sudaméricaine et Farallon pendant le Paléocène-Éocène inférieur et Sudaméricaine et Nazca, pendant l'Éocène moyen-Oligocène est demeurée assez constante, aussi le changement de direction de compression enregistré dans les roches de l'avant-arc, doit avoir une autre cause ; on peut en particulier considérer qu'il résulte d'une rotation horaire subie par ces roches ; une telle rotation a été mise en évidence par des mesures paléomagnétiques [Roperch *et al.*, 1987] ;

– ceci est en accord avec le modèle géodynamique de Gordon et Jurdy [1986] qui comporte une réorganisation majeure des plaques à 43 Ma, entraînant la diminution du taux de convergence entre les plaques Nazca/Farallon et Sudaméricaine ;

– toujours d'après le modèle géodynamique de Gordon et Jurdy [1986] la fin de l'Oligocène-Miocène inférieur basal (25-26 Ma) voit la rupture de la Plaque Farallon Sud entraînant la formation des Plaques Cocos et Nazca et provoquant un changement de direction et de vitesse de convergence. L'ancienne Plaque Farallon Sud avait une direction NE et une vitesse de 50 mm/an, la nouvelle Plaque Nazca a une direction presque E-O et une vitesse qui monte progressivement jusqu'à 125

mm/an, les effets de ce changement ne sont sensibles sur les roches de l'avant-arc qu'à partir du Miocène moyen ;

– cette nouvelle direction de convergence E-O de la plaque Nazca entraîne un jeu dextre des failles décrochantes plus ou moins parallèles au système de subduction ; à ce système de failles décrochantes dextres appartient la Faille Guayaquil qui recoupe dans le Sud tout l'avant-arc suivant une direction NE, puis devient N-S tout au long de la Cordillère Occidentale ; de même, les systèmes de failles décrochantes dextres Jipijapa-Portoviejo, Jama-Coaque et Quinde contribuent au soulèvement de la CCO et à la création et à l'évolution du bassin Manabí.

Chapitre V

GÉODYNAMIQUE DE L'AVANT-ARC ÉQUATORIEN

1. – QUELQUES CONCEPTS RELATIFS AUX SYSTÈMES D'ACCRÉTION

Le système équatorien a été considéré comme un système d'accrétion typique [Seely, 1974]. C'est pourquoi il est important de résumer quelques

caractéristiques des systèmes d'avant-arc à la lumière des connaissances nouvelles acquises [Von Huene et Scholl, 1991 ; Closs, 1993] depuis la confection du modèle de Dickinson et Seely [1979] (fig. 77), dans le but de contrôler leur adaptation éventuelle au système équatorien.

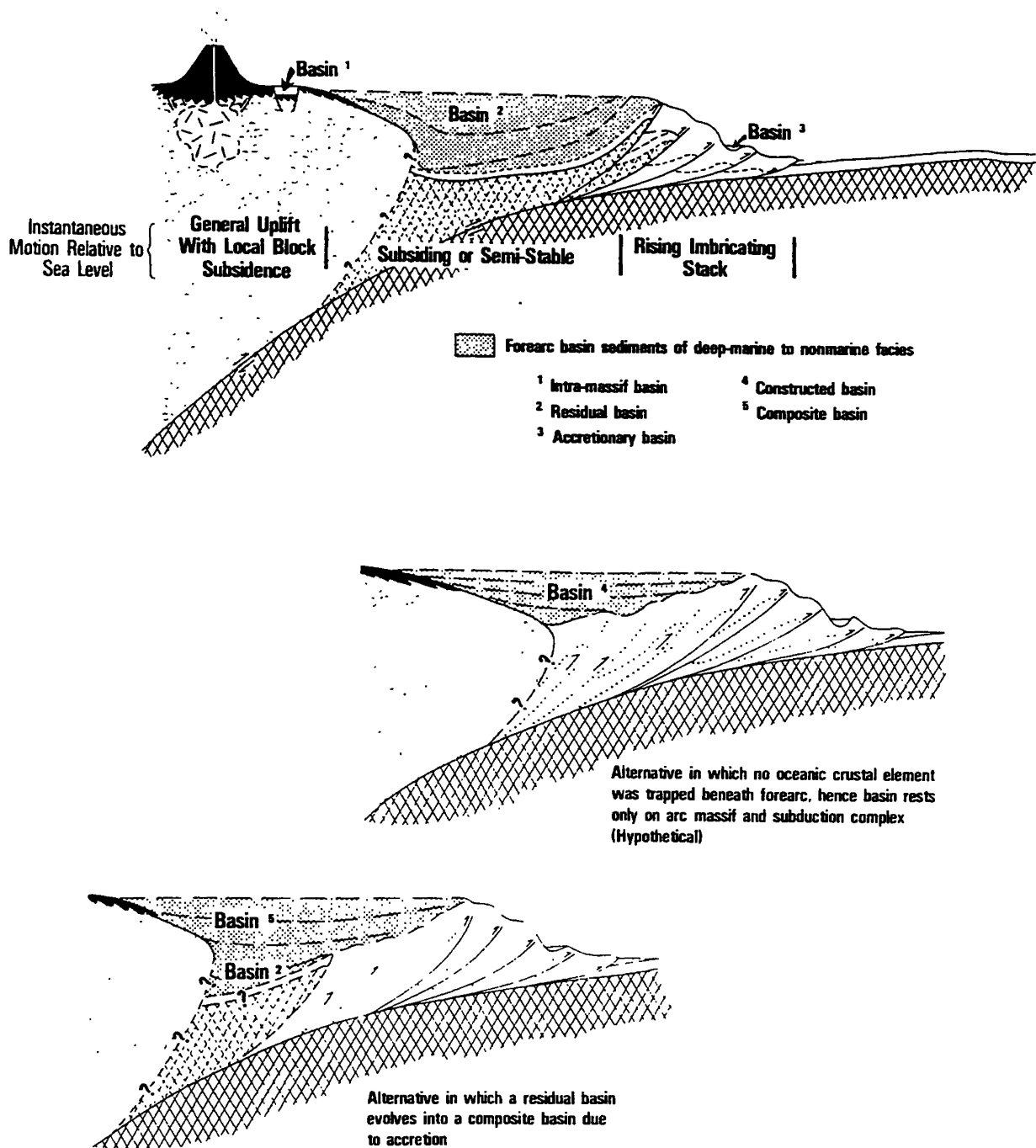


FIG.77. – Bassins d'avant arc. [d'après Dickinson et Seely, 1979].

1.1. Types de marges en convergence

Von Huene et Scholl [1991] ont proposé une classification des marges en convergence (fig. 78) :

Type 1 a. - Marges à petits prismes

Longueur totale : 16 000 km

Taille du prisme : 5-40 km de large

Type 1 b. - Marges à grands prismes

Longueur totale : 8 000 km

Taille du Prisme : > 40 km de large

Type 2. - Marges sans prisme

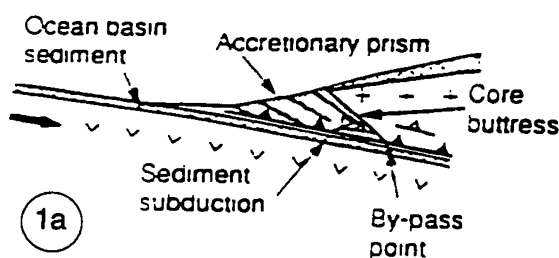
Longueur totale : 19 000 km

– Les marges de type 2 qui sont à érosion tectonique prédominante (fig. 78) développent typiquement des bassins avant-arc du type intra-massif de Dickinson et Seely [1979] sur le socle de la plaque chevauchante. Ce sont des bassins de petite taille, situés le plus fréquemment sur la pente interne et qui se formeraient grâce au basculement et à l'effondrement de grands blocs du talus, dus à la fracturation et à la subsidence différentielle de la marge soumise au processus prédominant de l'érosion basale prolongée. Il n'est pas exclu que la formation d'un haut structural par effet de convergence oblique se produise dans les prismes de type 2 plus évolués, mais les bassins d'avant-arc internes n'évolueront pas par manque de sédiments.

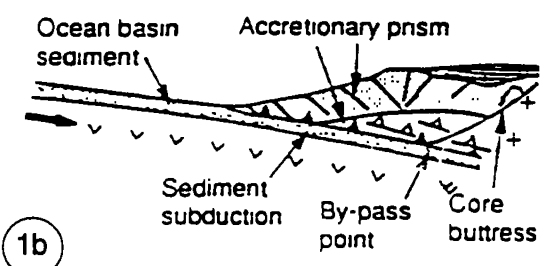
– Le type 1b est typiquement une marge à prisme d'accrétion important où le haut structural est constitué par les parties les plus anciennes du prisme et joue comme une barrière géomorphologique servant à la contention des sédiments qui proviennent de l'arc et remplissent le bassin avant-arc. Quand il y a convergence oblique contre ces marges, un découplage peut intervenir et des décrochements apparaître à la limite entre le haut structural et le bassin d'avant-arc. Ces bassins correspondent au type « construit » de Dickinson et Seely [1979] et sont installés sur le socle de l'arc et sur le prisme qui se développe sur croûte océanique. Des variations de la convergence permettent d'envisager que les systèmes de subduction puissent passer par des périodes de convergence perpendiculaire et oblique alternantes.

– Dans les marges de type 1a, la présence d'un prisme, quoique petit, implique déjà une diminution du phénomène d'érosion basale de la marge et partant de la subsidence générale et en conséquence de son recul. Aussi, au lieu de la distention prédominante, s'installe un régime compressif ou décrochant ; les failles normales reliques pourront jouer comme inverses ou en décrochements transpressifs pour former le haut structural et aussi comme décrochements transtensionnels pour former les bassins d'avant-arc. Ceux-ci vont subsider à cause du remplissage. Ces bassins sont aussi des bassins intra-massif sur socle de plaque chevauchante. Exemples : les marges des Andes et d'Amérique Centrale.

TYPE-1. ACCRETING MARGIN, SMALL PRISM (5-40km wide) (16,000 km)



TYPE-1*, ACCRETING MARGIN, LARGE PRISM (>40km wide) (8,000 km)



TYPE-2, NON-ACCRETING MARGIN, (19,000 km)

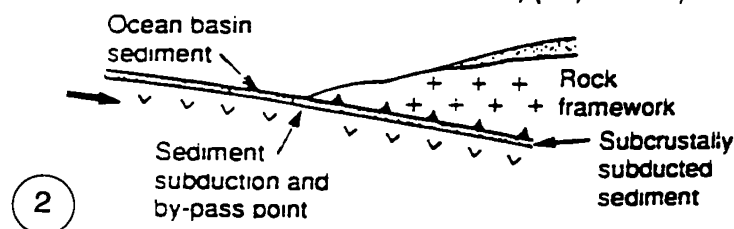


FIG.78. – Diagrammes simplifiés de trois types de marges convergentes :

1a) marges à prismes de petite et moyenne taille. 1b) marges à larges prismes.

2) marges sans prisme d'accrétion, plutôt à érosion tectonique. Les masses accrétées sont en gris. On montre la longueur totale approximative pour chaque type. [D'après Von Huene et Scholl, 1991].

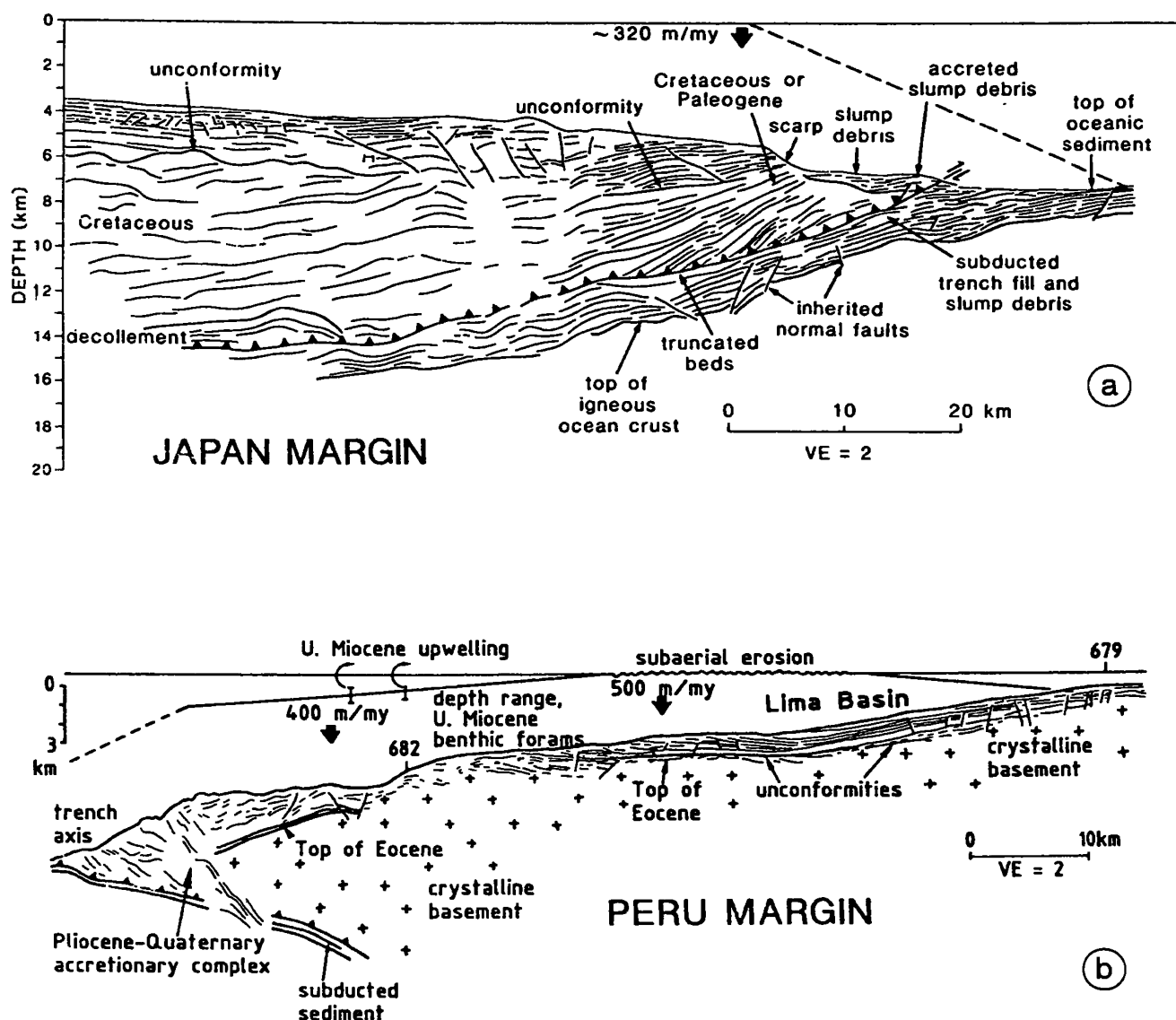


FIG. 79. – Coupes géologiques au large des marges du Pérou et Japon.

a) Section sismique à travers la fosse de Japon [d'après Von Huene et Culotta, 1989]. La stratigraphie est contrôlée par des forages du DSDP situés en dehors de la coupe. La subsidence moyenne sur les derniers 22 Ma est montrée par la flèche et la ligne représentant l'ancienne position de la marge continentale à 22 Ma.

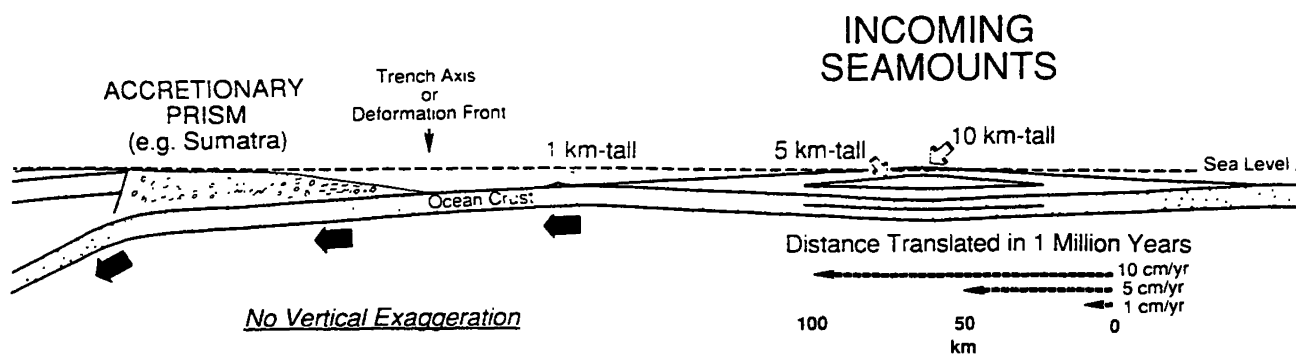
b) Section sismique de la fosse Pérou [CDP-1 d'après Von Huene, Suess *et al.*, 1988]. La stratigraphie est contrôlée par des forages du programme ODP (numéros). Les taux de subsidence et la paléobathymétrie de la marge à 5 Ma sont indiqués. A noter trois discordances.

1.2. Subduction des reliefs océaniques

Closs [1993] fait remarquer que de très nombreux hauts-reliefs de grandes proportions parsèment les océans actuels et à un moment quelconque de leur histoire géologique ils peuvent se situer à proximité d'un système de subduction actif, et entrer en collision d'une façon moins spectaculaire que la collision de deux masses continentales, mais en produisant des altérations parfois très importantes du système de subduction. Ces reliefs peuvent être des arcs insulaires, des dorsales, des plateaux asismiques formés sur des points chauds, ou des cônes volcaniques sous-marins (seamounts) (fig. 80).

Malgré leur nombre et leur grande taille, très peu de ces reliefs vont survivre après la collision avec un système de subduction puisque la grande majorité sera subductée. Seuls les arcs insulaires plus anciens que 20 Ma ont une flottabilité suffisante (lire basse densité et/ou grande épaisseur de croûte) pour ne pas être engloutis par la subduction [Closs, 1993]. Tous les autres haut-reliefs océaniques, y compris certaines petites masses continentales à croûte moins épaisse que 15-20 km, peuvent être subductés.

L'effet le plus visible de la collision de grands reliefs océaniques est l'éventuelle paralysie de l'activité volcanique (fig. 81) ce qui est appelé le « vide » volcanique (Volcanic gap). Selon Mc Geary *et al.* [1984] l'ensemble de ces segments représente 30 % de la croûte



Orogenic Collisions at Subduction Zones*

- Continental Blocks and margins -

The subduction of continental crust >15-20 km thick will cause orogenic collisions. Continental margins (shelves) with crustal thicknesses <15-20 km can be deeply subducted.

- Oceanic Island Arcs -

Typically, arcs must be active for longer than ~20 m.y. to have sufficient crustal thicknesses to cause an orogenic collision during subduction.

- Ocean Spreading Ridges (<10 m. y. old ocean crust) -

No orogenic collisions but incoming plate may breakup and rotate. Permanent metamorphic changes in forearc block due to transient high temperatures. Certain combinations of relative plate motions cause change to strike-slip transform motion and non collisional orogeny.

- Basaltic Oceanic Plateaus -

Basaltic plateaus up to ~ 17 km-thick are inherently subductable. Orogenic collisions typically only occur where 30+ km-thick basaltic crust underlies the plateau.

- Seamounts (including Island Arc Volcanoes) -

Orogenic collisions possible only for the very largest (Hawaii-sized > 8 km-tall?) seamounts. Seamount underthrusting typically only generates temporary dents in front of forearc block, but basaltic fragments are commonly left in their wakes. Seamounts > 1-2 km tall may cause permanent but only localized rearrangements in the geology of forearc block.

** An orogenic collision is defined as the jamming of a subduction zone in such a manner that the pattern of plate motion is changed, generally with the initiation of a new subduction zone and the creation of mountains.*

FIG. 80. – Collision de hauts-reliefs océaniques.

a) Schéma montrant deux types différents (par leurs dimensions) de hauts-reliefs océaniques entrant en subduction. b) Hauts-reliefs océaniques qui peuvent provoquer une collision de type orogénique, d'après Closs, 1993.

océanique qui est actuellement en subduction. Dans le cas du système de subduction équatorial le début de collision de la ride Carnegie n'aurait pas encore affecté l'arc volcanique

Un autre effet important est d'entraîner des mouvements verticaux de la marge atteignant une amplitude de deux à trois kilomètres [Closs, 1993].

Quand le corps océanique en collision est assez grand et léger pour ne pas être subducté, se produit une « collision orogénique » [Closs, 1993] qui provoque la clôture du système de subduction et l'accrétion des

terrains océaniques par le saut subséquent de la fosse jusqu'aux parties plus minces de la croûte subductée. Ce mécanisme a été proposé pour expliquer l'origine des cordillères Occidentales d'Équateur et de Colombie.

1.3. Effets de la convergence oblique

La direction de convergence varie aussi en un même lieu avec le temps puisque les arcs et les plaques convergentes changent assez souvent leurs positions relatives. Dans le cas des Andes la direction de

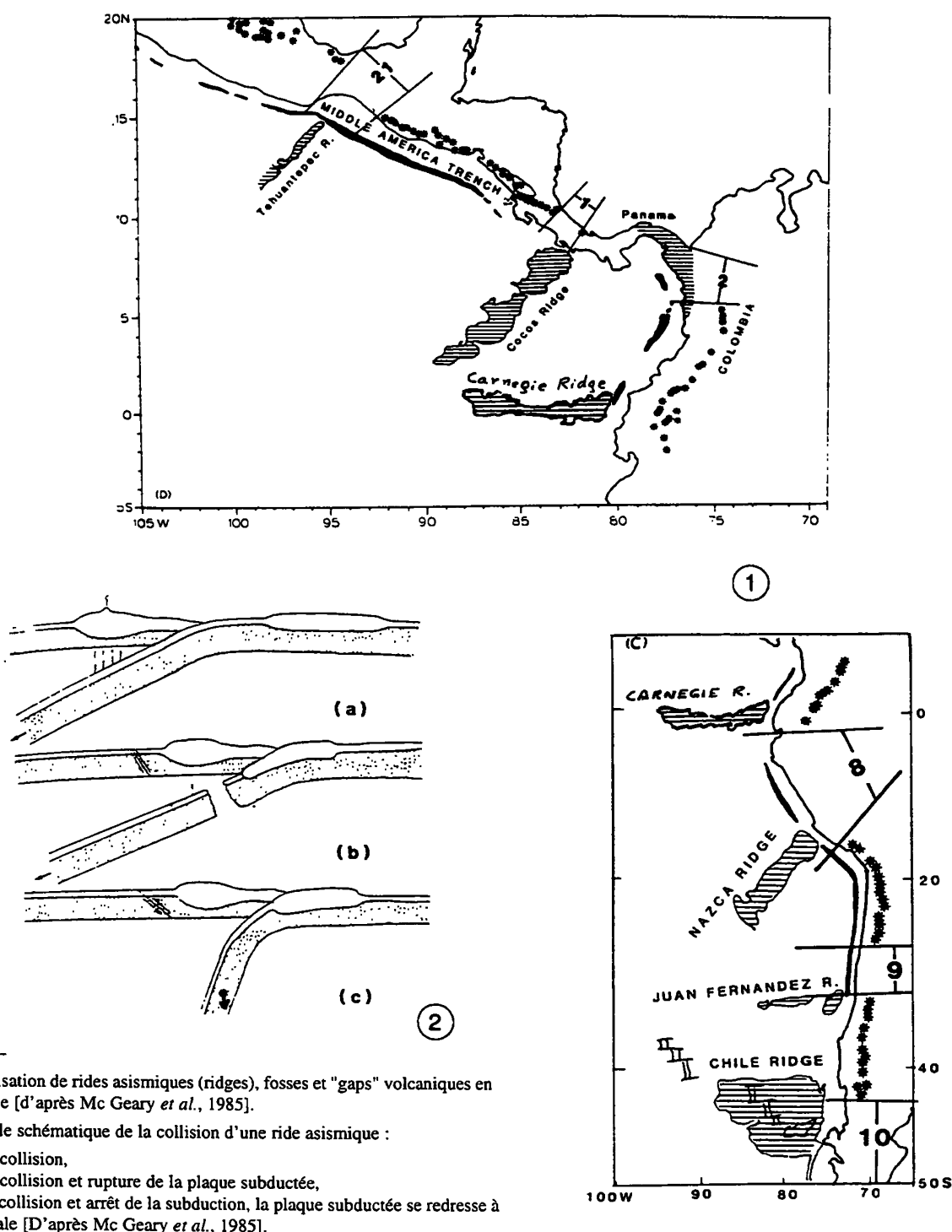


FIG. 81. -

1) Localisation de rides asismiques (ridges), fosses et "gaps" volcaniques en Amérique [d'après Mc Geary *et al.*, 1985].

2) Modèle schématique de la collision d'une ride asismique :

a) avant collision,

b) après collision et rupture de la plaque subductée,

c) après collision et arrêt de la subduction, la plaque subductée se redresse à la verticale [D'après Mc Geary *et al.*, 1985].

convergence de la plaque de Nazca a changé depuis une direction oblique orientée à N 30-40 pendant le Paléogène jusqu'à une direction presque perpendiculaire N 85 depuis 25 Ma et pendant tout le Néogène [Gordon et Jurdy, 1986].

Les conséquences de la convergence oblique ont été étudiées par Fitch [1972] et Beck [1983]. Un mouvement convergent oblique donne origine à une composante perpendiculaire et à une composante parallèle au système, cette dernière étant la cause de failles

décrochantes au sein de l'avant-arc ou même entre l'arc et l'arrière-arc. Les mouvements décrochant se produiraient seulement quand l'angle entre la perpendiculaire à la fosse et la direction de convergence atteindrait au moins 20-30° [Beck, 1983]. De nouvelles études sur l'arc de Sumatra [Malod *et al.*, 1993] ont mis en évidence que le mouvement transcurrent peut aussi se situer sur la limite entre le prisme d'accrétion et les bassins d'avant-arc. Ce phénomène est appelé partition de la déformation.

2. – REMARQUES SUR LE CADRE RÉGIONAL

Proposer un modèle géodynamique pour l'avant-arc équatorien nécessite ainsi de prendre en compte un certain nombre de caractères particuliers fondamentaux liés à ces phénomènes.

2.1. Caractères particuliers de la marge équatorienne

La marge équatorienne actuelle est caractérisée par un surélévement de la pente interne de la fosse en face de la Ride de Carnegie (cf. Chap. 3) dû à la subduction de celle-ci qui a débuté il y a 2 ou 3 Ma [Lonsdale, 1978]. L'effet principal est l'émersion de la Cordillère Côtière (CCO), de la Péninsule de Santa Elena (PSE) et des bassins d'avant-arc Progreso *s. s.* et Manabí. Une autre conséquence est la déviation des apports sédimentaires en dehors de la fosse de subduction. Au Sud et au Nord dans les zones non affectées par la ride, Golfe de Guayaquil et Bassin de Borbón Est respectivement, la marge est encore immergée et subsidente. Un événement similaire a pu se produire pendant la subduction de la Ride de Nazca dont l'extrémité NE aurait affecté la marge Sud de l'Équateur il y a 12 Ma [Pilger, 1981], provoquant un soulèvement de la marge au niveau du Bassin Progreso, qui est caractérisé par un retrait de la mer vers le SE, le dépôt de faciès grossiers (Fm Progreso) et l'arrêt de la sédimentation dans ce bassin à la fin du Miocène supérieur.

Un rôle important est attribué à l'érosion tectonique pour expliquer la subsidence de la marge péruvienne centrale depuis le Miocène inférieur [Von Huene *et al.*, 1988 ; Bourgois *et al.*, 1990] atteignant le taux de 400 m/Ma durant les 8 derniers Ma dans le Bassin de Lima et accompagnée de l'édification d'un petit prisme accréionnaire au large de Chimbote. Malgré l'absence d'études sur ce sujet en Équateur, l'absence d'un prisme d'accréion important durant la même période pourrait relever du même phénomène.

Enfin l'histoire de l'avant-arc équatorien est caractérisée par un régime de subduction oblique presque permanent avec des variations dues à plusieurs épisodes de réorganisation des plaques notamment, d'après Gordon et Jurdy [1986], à 25 Ma (rupture de la Plaque Farallon Sud en Plaques Cocos et Nazca), à 43 Ma (important changement de mouvement de la Plaque Pacifique) et à 56-48 Ma (réorganisation globale).

2.2. La faille Guayaquil-Romeral

Marchant [1960] est le premier à proposer que le jeu en décrochement dextre de la faille Guayaquil soit à l'origine du Golfe de Guayaquil. Par la suite, Case *et al.* [1971, 1973] ont lié la Faille Guayaquil à celle de Romeral en Colombie et ont proposé également un

mouvement dextre pour l'ensemble appelé désormais la Faille Guayaquil-Dolores-Romeral ou simplement Guayaquil-Romeral et de même Campbell [1974] qui a localisé la faille à la limite orientale de la Cordillère Occidentale, ainsi que Henderson [1979] et Bristow et Feininger [1980]. En fait il faut distinguer sous cette appellation deux événements géodynamiques d'âge et d'extension différents.

1 - La faille Guayaquil-Pallatanga (fig. 1) de direction NE-SO est actuellement active et joue en décrochement dextre. Un mouvement dextre actuel de la Faille Guayaquil-Pallatanga a effectivement été démontré par Lavenue et Winter [1989] dans le secteur de Pallatanga et les lignes sismiques de l'offshore du Golfe de Guayaquil suggèrent que cette faille est active. Selon James [1985] le mouvement de la Faille Guayaquil-Romeral serait en général du type dextre à partir du Miocène inférieur. Elle paraît avoir fonctionné ainsi pendant le Néogène, quoique dès le Miocène moyen à supérieur, la collision du bloc Panama-Baudo contre l'extrême NO des Andes ait pu provoquer des mouvements sénestres dans les segments les plus septentrionaux du système (faille Dolores-Romeral). Ce mouvement affecterait aussi sa prolongation méridionale, la faille Guayaquil-Pallatanga, au niveau de la Cordillère Occidentale de l'Équateur [Tibaldi et Ferrari, 1990]. Toutefois les récentes observations de Winter et Lavenue [1994] sont en contradiction avec ce modèle au moins en ce qui concerne le mouvement en Équateur.

Dans l'extrême NE de la Cordillère Orientale de Colombie la Faille Bocono, orientée NE-SO à la limite du Bouclier Guyanais, présente des mouvements décrochants dextres [Pennington, 1981 ; Aggarwal, 1983 ; Schubert, 1980 ; Dewey et Pindell, 1985]. Ce mouvement dextre serait donc général tout au long du front de chevauchement subandin colombien ; il se poursuivrait en Équateur suivant des failles dextres qui se raccorderaient à la Faille Guayaquil. Effectivement la carte sismo-tectonique d'Équateur montre des failles d'orientation NE-SO (Huambal, Baeza-Reventador, Chingual-Cayambe) à mouvement dextre supposé dans la prolongation NE de la Faille Guayaquil [Iglesias *et al.*, 1991].

En conclusion le mouvement dextre de la Faille Guayaquil paraît lié à une tectonique relativement récente. Ces failles Guayaquil et Bocono constituent à présent la limite Sud-Est du Bloc dit Nord-Andin (fig. 1). La vitesse moyenne de déplacement calculée sur la Faille Bocono est de 1 cm/an et le mouvement a débuté il y a 10 Ma [James, 1985].

2 - La suture qui sépare d'un côté les roches tholéitiques constituant le socle de la Côte et de la Cordillère Occidentale d'Équateur et de Colombie et, de l'autre, les roches ensialiques reposant sur le socle du continent sud-américain. Cet accident est presque complètement caché sous l'épaisse couverture

volcanique néogène, néanmoins il a été mis en évidence sur quelques coupes :

– par Juteau *et al.* [1977] qui ont décrit des roches ophiolitiques à la Quebrada San Juan située à 20 km à l'O-SO de Quito. Ces roches sont surmontées par des coulées andésitiques quaternaires du Volcan Pichincha. Lebrat [1985] mentionne que dans d'anciennes carrières de Quito ouvertes dans des andésites de ce même volcan, Bruet [1949] a décrit des enclaves métamorphiques, notamment des gneiss à cordiérite et sillimanite caractérisant le socle du bloc Sud-Américain. Donc la suture se situe à quelques kilomètres près entre la Ville de Quito et les affleurements allochtones de San Juan.

– Par Lebrat [1985] qui a levé une coupe le long de la route El Triunfo-Cañar, vers 2° 30' S, plaçant la suture à la limite entre des roches basiques de type Macuchi à l'Ouest et des schistes épimétamorphiques à l'Est.

– À quelques kilomètres plus au Sud, sur la route La Troncal-Cañar, où nous avons observé [*in* Vilema, 1994], très précisément à Cochancay (sur la coupe du Rio Bulubulu), des roches sédimentaires argileuses à intercalations tufacées, très déformées rapportées à la Fm Yunguilla. Ces roches sont surmontées vers l'Est (jusqu'à Ducur) par des écaillés tectoniques successives à vergence NO, de roches basaltiques (Fm Piñón), de schistes noirs graphitiques à quartz, albite et épidote (socle continental), de roches andésitiques basiques (Fm Macuchi *s. s.*), d'andésites calco-alkalines (Fm Huigra-Tandapi), et de roches sédimentaires gréseuses rouges (Fm Silante). L'ensemble disparaît vers l'Est sous la couverture volcanique mio-plio-quaternaire. Ces roches ont été cartographiées sur la Carte Géologique à 1/1 000 000 [1982] comme Fm Macuchi.

Feininger et Bristow [1980] proposent une histoire géodynamique complexe de la suture. Elle aurait joué en transformante sénestre durant le Crétacé supérieur, puis en transformante dextre à partir du Paléocène aboutissant à l'accrétion contre la plaque Sudamérique, des roches d'origine océanique qui constituent les cordillères occidentales d'Équateur et de Colombie. Cet accident est identifié avec la faille Guayaquil-Romeral.

Au Nord de la Colombie, Bourgois *et al.* [1982] identifient la suture à la Faille Dolores-Romeral et proposent qu'elle présente un mouvement décrochant sénestre résultant en l'accrétion des roches océaniques achevée par une obduction à vergence SE à la fin du Crétacé. L'hypothèse de l'obduction est confortée par les modèles gravimétriques de Kellog [1983]. Apparemment, cette faille Dolores-Romeral a joué comme sénestre jusqu'à l'Oligocène supérieur, époque où la Plaque Farallon a été subdivisée en Plaques Cocos et Nazca [James, 1985].

Aspden et Litherland [1990] ont cartographié cette suture (Faille Pallatanga-Calacali-Palenque) comme la prolongation sud de la Faille Cauca de Colombie et non

plus de la Faille Romeral qui se prolongerait dans la Faille Las Aradas-Peltetec située à la limite ouest des terrains métamorphiques de la Cordillère Real. La suture-faille Pallatanga-Calacali, continuerait en direction SE jusqu'à la Faille Jubones de direction E-O, limite septentrionale du Bloc Amotape-Tahuin.

2.3. Relations avec la Cordillère Occidentale

Les travaux menés dans les Andes septentrionales dès les années 70 sont arrivés à la conclusion que le socle de la Côte et de la Cordillère Occidentale colombo-équatorienne était constitué par des roches de nature océanique [Goosens et Rose, 1973 ; Case, 1974 ; Estrada, 1974 ; Juteau *et al.*, 1977 ; Lebrat, 1985 ; Eguez, 1986 ; Wallrabe-Adams, 1990].

Il existe aussi une remarquable ressemblance stratigraphique entre les formations de la Côte et celles de la Cordillère Occidentale (cf. Chap. 3) entre le Crétacé supérieur et l'Éocène moyen même si la Cordillère occidentale montre une puissante série volcanique tholéitique d'arc (Fm Macuchi) paléocène ? - éocène inférieur.

C'est pourquoi il est admis que ce matériel a été accrété à l'ancienne marge continentale, soit par obduction [Restrepo et Toussaint, 1973], soit par collision [Feininger et Bristow, 1980], soit par collision-coulissement [Mégard *et al.*, 1987].

3. – LES MODÈLES GÉODYNAMIQUES EXISTANTS

Différents modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer la structure du domaine côtier équatorien et qui relèvent de quelques grands types :

- 1 - une subduction sous le continent sud-américain avec saut vers l'Ouest du front de subduction ;
- 2 - l'accrétion à la marge américaine d'un arc insulaire ;
- 3 - l'accrétion de microblocs à la marge sud-américaine.

3.1. Modèles comportant une subduction sous le continent sud-américain avec saut vers l'Ouest du front de subduction

Faucher et Savoyat [1973] ont été les premiers à proposer pour l'Équateur un modèle où la structure résulte du fonctionnement d'une zone de subduction à pendage Est jouant depuis le Jurassique. Au Jurassique existerait un arc volcanique sur le continent sud-américain. Au Crétacé supérieur un saut de la zone de subduction vers l'Ouest, permettrait l'accrétion au continent d'une tranche de croûte océanique, et le

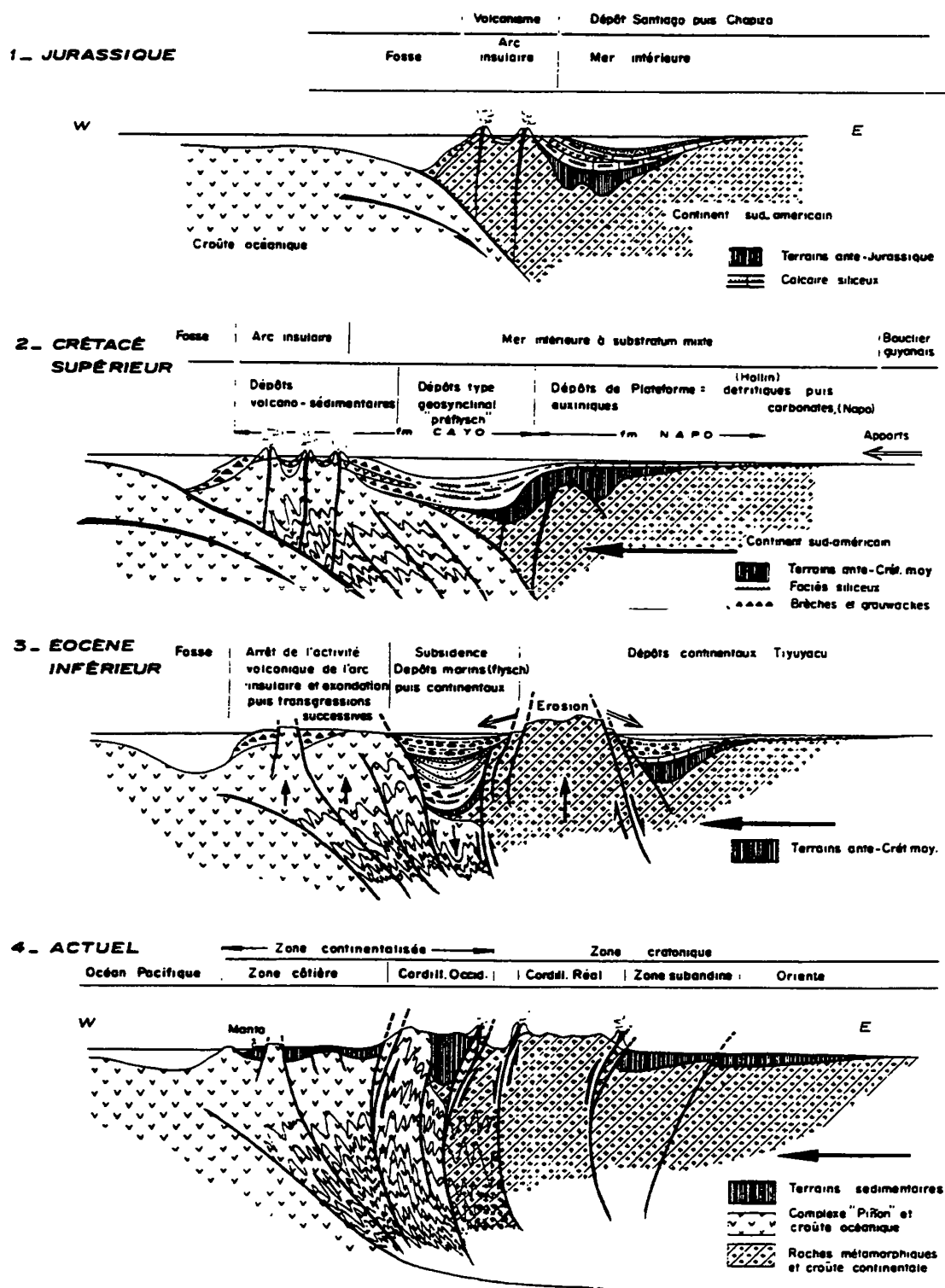


FIG. 82. - Modèle d'évolution de la chaîne andine équatorienne [d'après Faucher et Savoyat, 1973].

développement d'un arc insulaire, dont les débris sont constitués par la Fm Cayo. La subduction cesserait à partir de l'Éocène supérieur et la surrection progressive de la province côtière se poursuivrait jusqu'au Quaternaire (fig. 82).

Kennerley [1980] reprend l'hypothèse d'une zone de subduction à pendage Est sous le rebord du continent

sud-américain aminci (fig. 83) et créant un arc insulaire crétacé (l'arc Macuchi ?) débutant à l'Aptien et fonctionnant jusqu'au Campanien. Au Maastrichtien-Paléocène l'arc très épaissi est devenu aérien. Un saut de la zone de subduction vers l'Ouest pendant l'Éocène entraîne un soulèvement de la province côtière et la déformation de l'arc Macuchi. Ce régime persiste pendant l'Oligocène.

Sheperd et Moberly [1981] proposent un modèle en 5 étapes (fig. 84) se déroulant entre le Jurassique et l'époque actuelle, sans préciser les durées de chacune. La plus ancienne est caractérisée par une subduction à pendage Est ; ils font ensuite intervenir un cisaillement ENE-WSW dextre (Tumbes-Guyana megashear) qui décroche la zone de subduction. Un saut de subduction vers l'Ouest se produit devant l'Équateur. L'ancienne zone de subduction est alors réactivée en cisaillement dextre entraînant l'ouverture du bassin Progreso.

Le modèle de Daly [1989] fait intervenir une subduction à pendage Est qui saute vers l'Ouest au Paléocène moyen et à la suite une partition de la déformation entre une subduction frontale et un système décrochant Cauca-Pallatanga ; la province côtière enregistre des rotations de microblocs à l'Éocène moyen (fig. 85).

Ces modèles ne tiennent pas compte de l'existence simultanée à la même époque, en particulier au Crétacé supérieur-Paléocène-Éocène inférieur, de plusieurs arcs magmatiques à signatures géochimiques différentes.

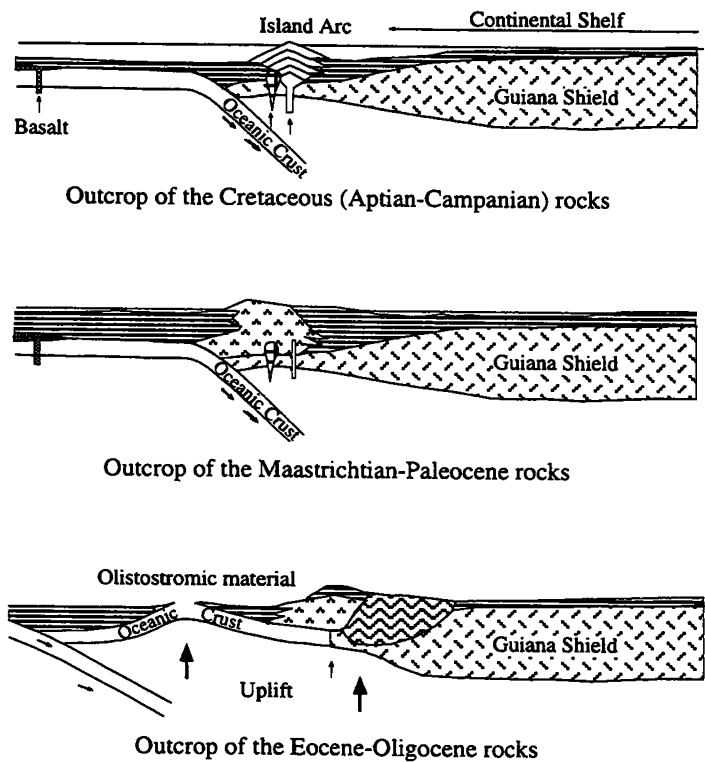


FIG. 83. – Modèle d'évolution géodynamique de l'occident équatorial depuis le Crétacé jusqu'à l'Oligocène d'après Kennerley [1980].

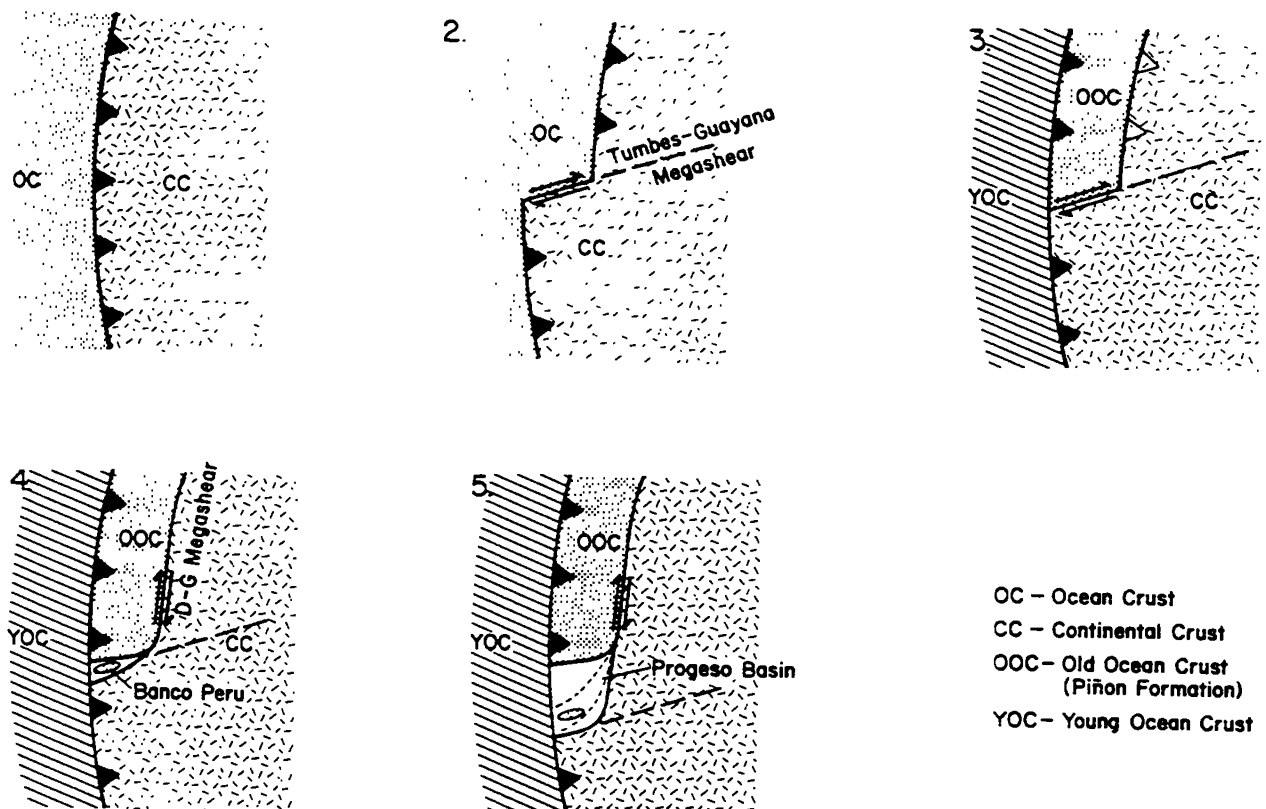
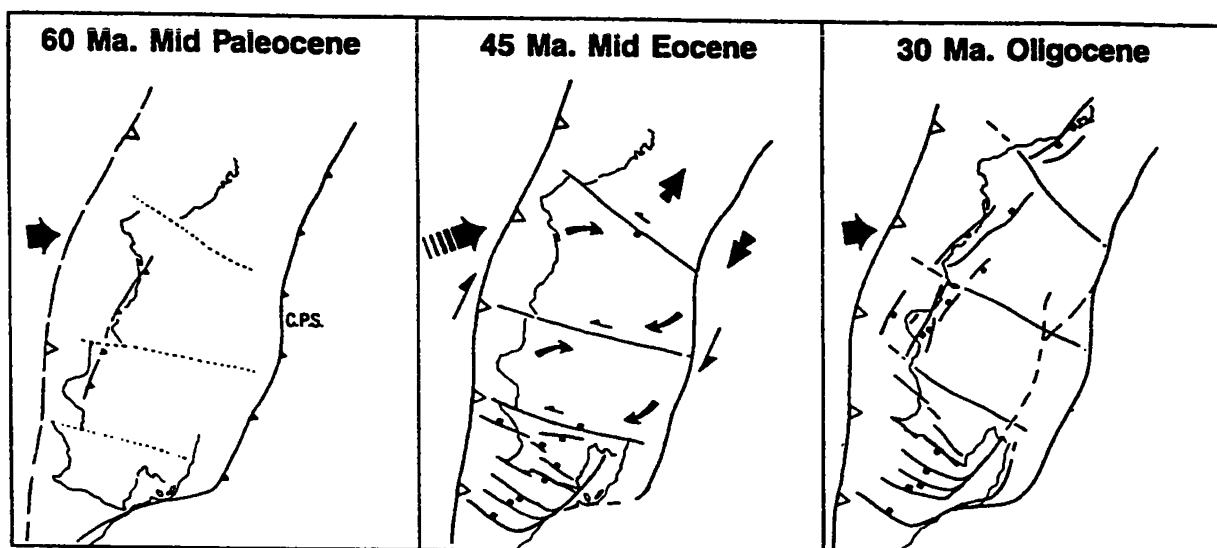


FIG. 84. – Modèle géodynamique d'après Sheperd et Moberly (1981). 1 : Jurassique ou plus ancien ; 2 à 4 : Etapes d'âges non précisés. 5 : Quaternaire.



Collision with South America of the Macuchi Arc and Piñón terrane.

Formation of Cauca-Pallatanga suture. (C.P.S.)

West directed fold and thrusting in Western Cordilleras.

Oceanward migration of subduction zone.

Uplift of Piñón and Cayo in present forearc region.

Period of rapid convergence in Mid-Late Eocene.

Formation of northward moving forearc sliver.

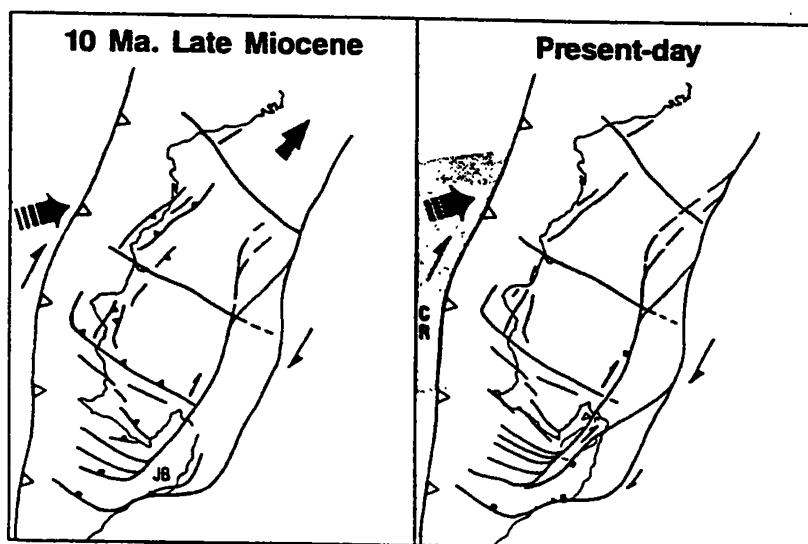
Formation of Manabí, Progreso and Esperanza basins by a combination of extension, strike slip and block rotation - bounded by strike-slip motion on the trench and Cauca Pallatanga suture.

Major influx of turbidite sediments derived from east to S.E. and channelled by major faults.

Continued west directed fold and thrusting in Western Cordilleras.

Period of very slow convergence in Oligocene.

Early Oligocene uplift (?) followed by extensive shale development (Daule).



Period of rapid convergence from Mid Miocene to Present day.

Further northward movement of forearc sliver.

Mid-Late Miocene inversion of major fault structures in the forearc basins - formation of Chongón Colonche hills.

Continued extension in Esperanza basin and onset of strike-slip displacement and pull-apart basin formation in the Gulf of Guayaquil, Jambeli basin area (JB).

Continued oblique subduction.

Dextral strike-slip displacements in S.E. generating the Jambeli basin as a pull-apart.

Strike-slip related inversion on Puna Island causing major rotations and uplift.

Subsidence onshore located along the foot of the Western Cordilleras - partly fault and partly load related.

Carnegie ridge subduction from 8Ma onward (CR).

FIG. 85. - Modèle de rotations de microblocs à l'Éocène Moyen d'après Daly [1989], reconstruction géodynamique à partir du Paléocène.

3.2. Modèles avec accréation à la marge américaine d'un arc insulaire

Feininger et Bristow [1980] proposent un modèle complexe (fig. 86) reposant sur diverses hypothèses :

a) une fracture lithosphérique majeure, la faille Guayaquil-Romeral, a joué pendant le Crétacé supérieur (Santonien, dépôt de la Fm Napo) en faille décrochante sénestre ;

b) l'arc Macuchi, fonctionnant au Crétacé supérieur, est très éloigné du continent (>1000 km) ; il résulte d'une zone de subduction de direction NO-SE et à pendage vers le SO ; il est constitué par le socle océanique Piñón et sa couverture Cayo ;

c) pendant le Paléocène, le jeu décrochant dextre de la Faille Guayaquil rapproche l'Arc Macuchi du continent et en même temps un arc volcanique se met en place au Nord du Golfe de Guayaquil en relation avec une zone de subduction à pendage Est cependant que la subduction à pendage Ouest à l'origine de l'arc Macuchi a cessé de fonctionner ;

d) pendant l'Éocène la collision de l'Arc Macuchi contre le continent entraîne l'arrêt du système de subduction à pendage Est ;

e) un nouveau système de subduction à pendage Est s'installe plus à l'Ouest à partir de l'Oligocène et fonctionne encore actuellement.

Lebrat [1985] fonde son étude sur des données géochimiques qui montrent que la Fm Celica du Crétacé (Aptien-Campanien), affleurant au Sud de l'Équateur, correspond à un volcanisme calco-alcalin, alors que la Fm Macuchi affleurant au Nord et d'âge mal connu, mais supposé crétacé-éocène par Lebrat, comporte des roches tholéitiques et calco-alcalines. Il suppose l'existence de deux zones de subduction à pendage Est (fig. 87) fonctionnant pendant le Crétacé Supérieur. Celles-ci auraient donné origine à un arc calco-alcalin ensialique, l'arc Celica, développé sur la marge continentale et à un arc insulaire, l'arc Macuchi, développé à une distance non déterminée du continent. Ce dernier serait entré en collision avec le continent à partir de la fin du Campanien probablement à la suite d'une convergence oblique. L'accréation à la marge ne s'achèvera qu'à la fin de l'Éocène.

Mégard *et al.* [1987] reprennent l'hypothèse de Lebrat [1985] de deux zones de subduction à pendage Est, pour y intégrer des données paléomagnétiques qui mettent en évidence une rotation horaire des roches crétacé-éocène de la côte et de la Cordillère Occidentale (fig. 88). Cependant, pour eux, la collision n'intervient qu'à partir de l'Éocène. Les esquisses paléogéographiques pour le Sénonien et l'Éocène terminal prennent en compte l'absence de la Fm Celica au Nord de la Faille Guayaquil ; le modèle proposé comporte deux arcs, Macuchi et Celica, séparés par la Faille Guayaquil qui est caractérisée par un fonctionnement dextre depuis le Crétacé. Ces données paléomagnétiques « suggèrent

en outre que la distance entre le terrain Piñón-Macuchi et le continent n'a jamais été très importante » du point de vue latitude, en effet les paléolatitudes obtenues sur le bloc Piñón-Macuchi ne diffèrent pas sensiblement de celles retenues pour le continent sud-américain.

Wallrabe-Adams [1990] apporte de nouvelles données géochimiques et quelques datations nouvelles sur des roches de la côte et de la Cordillère Occidentale. Les datations rendent compte d'une activité magmatique commençant au sommet du Crétacé inférieur (Albien-Aptien) et atteignant le Paléocène supérieur-Éocène inférieur (fig. 89). Les données pétrographiques et géochimiques lui permettent de préciser que :

- la Fm Piñón est constituée en partie par des roches océaniques (MORB) et par des basaltes tholéitiques d'arc insulaire ;

- la Fm Macuchi est constituée par des roches calco-alcalines d'arc insulaire construit sur croûte océanique ;

- la Fm Celica est également constituée par des roches calco-alcalines d'arc insulaire mais qui reposent sur croûte continentale. Les compositions pétrographique et géochimique des deux formations, Macuchi et Celica, présentent de grandes ressemblances.

Les formations sédimentaires maastrichtien-paléocène de la Cordillère occidentale (Yunguilla, Zapotillo, Chontal) et de la Côte (Guayaquil) constitueraient le remplissage d'un bassin d'arrière-arc ; les séries rouges de la Cordillère occidentale (Fm Gallo Rumi) représenteraient l'enregistrement d'un premier événement orogénique. En se fondant sur ces données un modèle géodynamique est proposé ne comportant aucun déplacement latitudinal de l'arc insulaire Piñón-Macuchi ; la surrection et l'accréation résulteraient de l'augmentation de la vitesse de convergence des plaques pendant l'Éocène.

Ces modèles prennent bien en compte l'existence d'arcs magmatiques à signatures géochimiques différentes ; cependant ils n'expliquent pas l'intervention d'éléments de croûte continentale dont l'influence est sensible durant le Crétacé supérieur (Amotape) et le Paléocène (Péninsule).

3.3. Accréation de microblocs à la marge sud-américaine

A la suite de travaux menés au Nord-Ouest du Pérou (bloc Amotape-Tahuin), Mourier *et al.* [1988] mettent en évidence pendant le Néocomien un saut de l'arc volcanique vers l'Ouest (fig. 90) peut-être lié à un saut équivalent de la subduction. Ce saut d'arc serait lié au blocage de la subduction jurassique-néocomien suite à l'accréation d'un microbloc continental porté par la Plaque Pacifique, à l'image des schémas cordillérains proposés pour l'Ouest des Etats Unis et du Canada. Ce microbloc est le bloc Amotape-Tahuin qui est donc

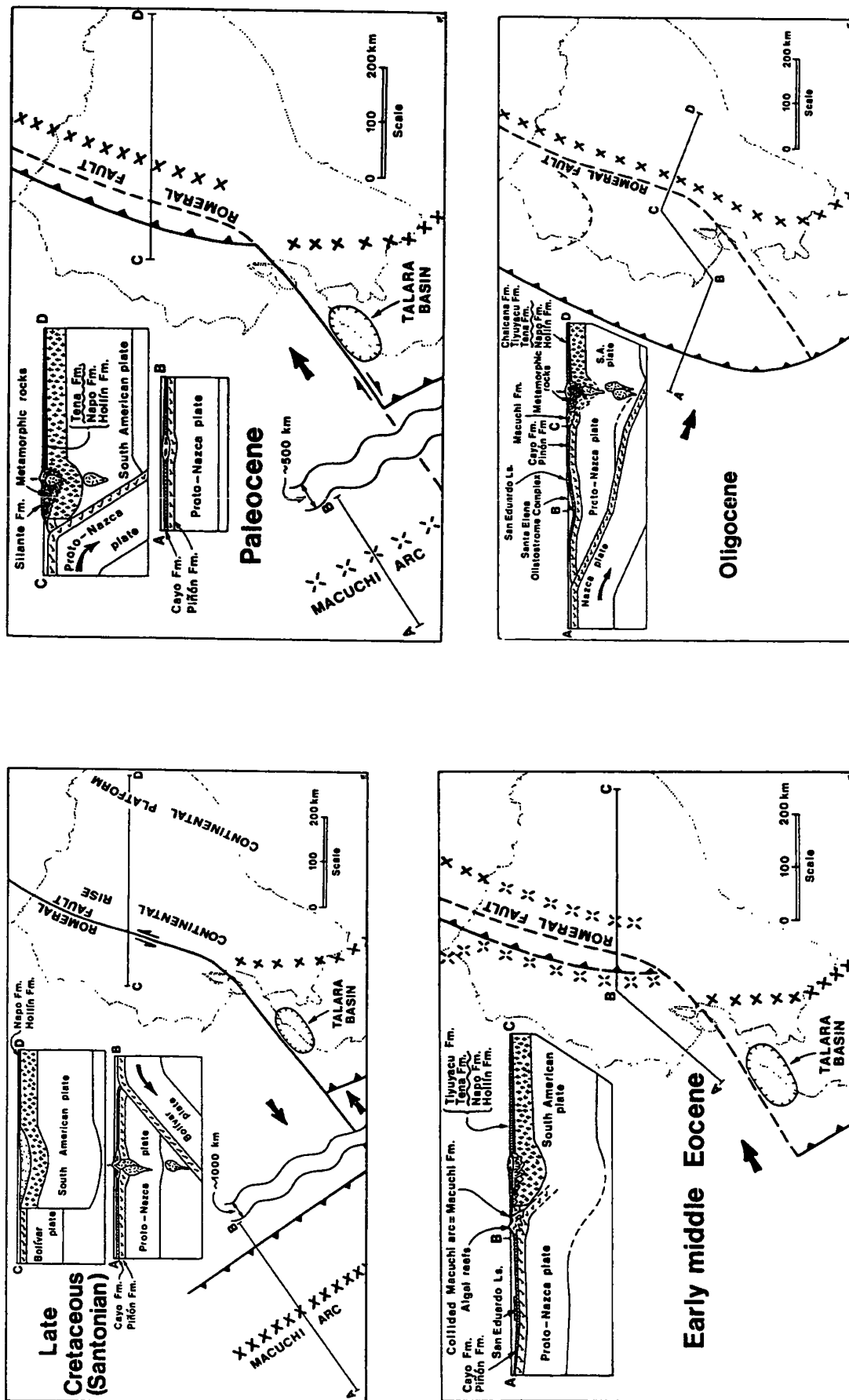


FIG. 86. – Modèle géodynamique de Feininger et Bristow [1980] du Santonien à l'Oligocène. Grosses flèches : sens du mouvement des plaques océaniques par rapport à la Plaque sudaméricaine. Sur les cartes, un trait épais marque les failles transformantes (en tirets si actives), les traits barbelés représentent les fosses (triangles du côté chevauchant, tiretés quand inactives), les croix signalent les arcs volcaniques (ouvertes quand inactives). En pointillé la ligne de côte actuelle et la frontière équatorienne. Sur les coupes la croûte océanique est marquée par des chevrons et la croûte continentale par des croix, les flèches marquent le sens de la subduction.

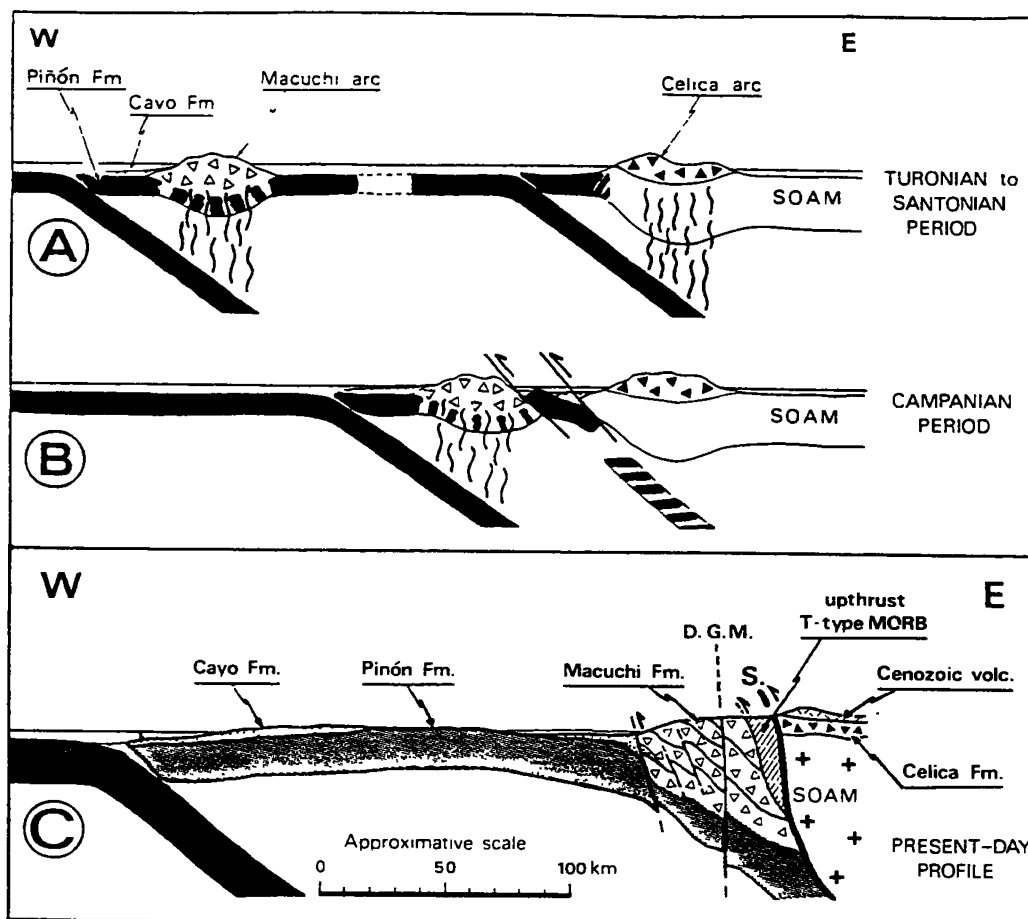


FIG. 87. – Modèle géodynamique de Lebrat *et al* [1985] pour le Crétacé supérieur (A et B) et le Quaternaire (C). Coupes à 2° de latitude Sud. Exagération verticale = 2. DGM : Faille Dolores-Guayaquil. S : suture. SOAM : croûte continentale sudaméricaine.

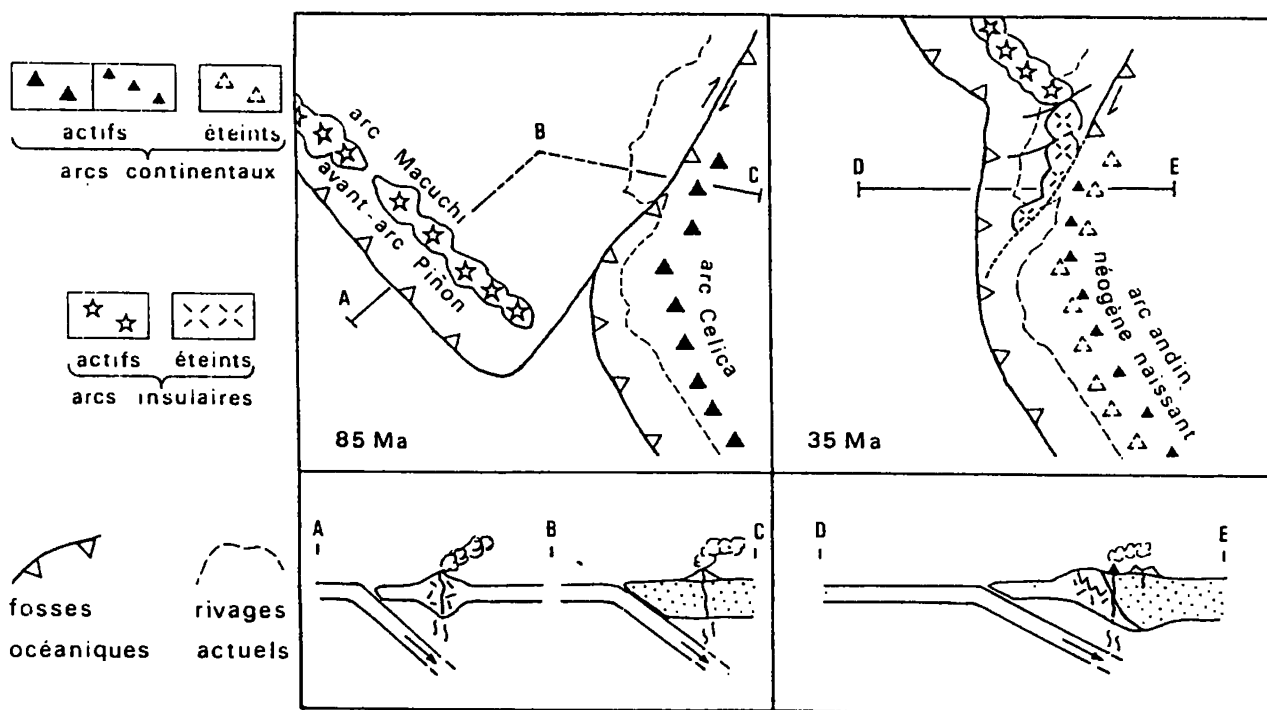


FIG. 88. – Modèle d'évolution géodynamique de Mégard *et al.* [1987] montrant, en carte et en coupe, les reconstructions proposées pour le Sud de la Colombie, l'Equateur et le Pérou au Sénonien et à l'Eocène terminal-Oligocène basal. L'arc Macuchi serait constitué par deux arcs insulaires distincts accolés successivement à l'Amérique du Sud.

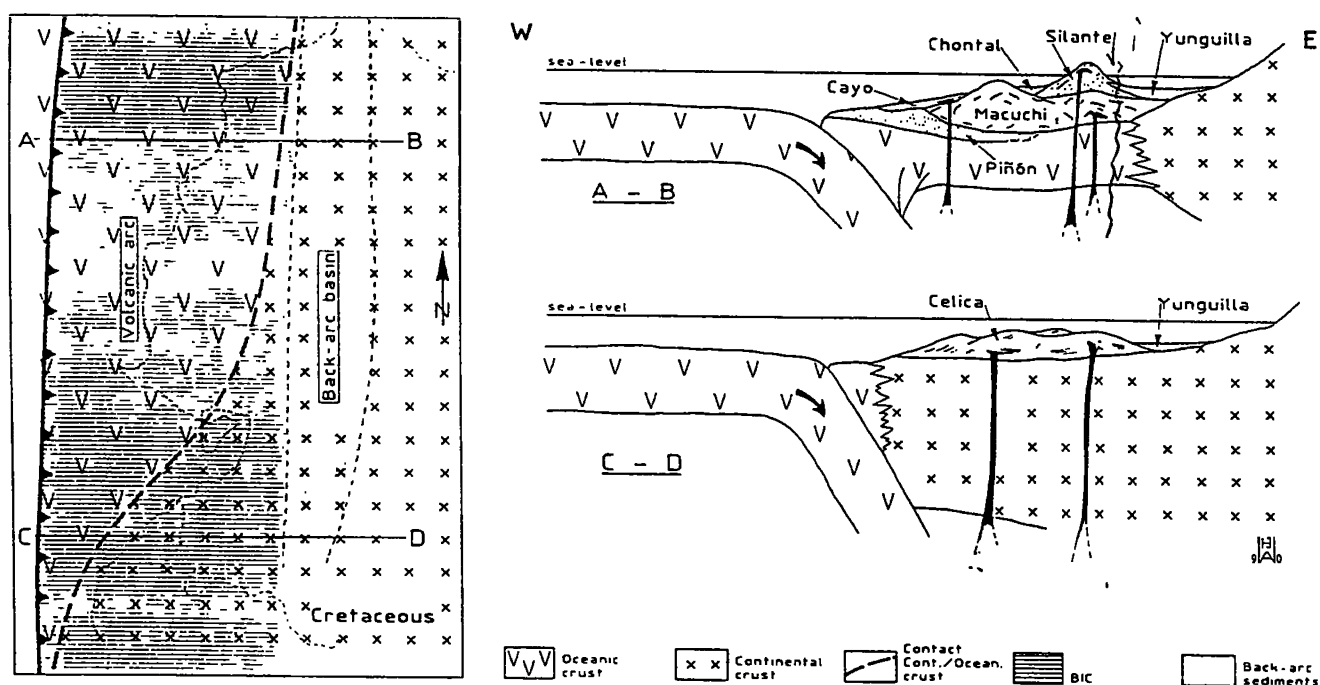


FIG. 89. – Reconstruction palinspastique des arcs insulaires de l'Ouest de l'Équateur, d'après Wallrabe-Adams [1990].

séparé du continent sud-américain par une zone de suture cachetée par la sédimentation du bassin crétacé de Lancones au Nord du Pérou. Au cours de ou après son accretion il a subi d'importantes rotations en sens horaire, caractérisées grâce au paléomagnétisme [Mourier *et al.* 1988 ; Mitouard *et al.*, 1990]. Mitouard *et al.* [1990] considèrent la rotation comme post-

oligocène. De la même manière, Roperch *et al.* [1987] ont mis en évidence sur des roches appartenant aux Fm Piñón de la Côte et Macuchi de la cordillère Occidentale, une rotation horaire de 70°.

Berrones *et al.* [1993] caractérisent dans le secteur de Celica deux séries différentes (occidentale et orientale) qui correspondraient respectivement aux

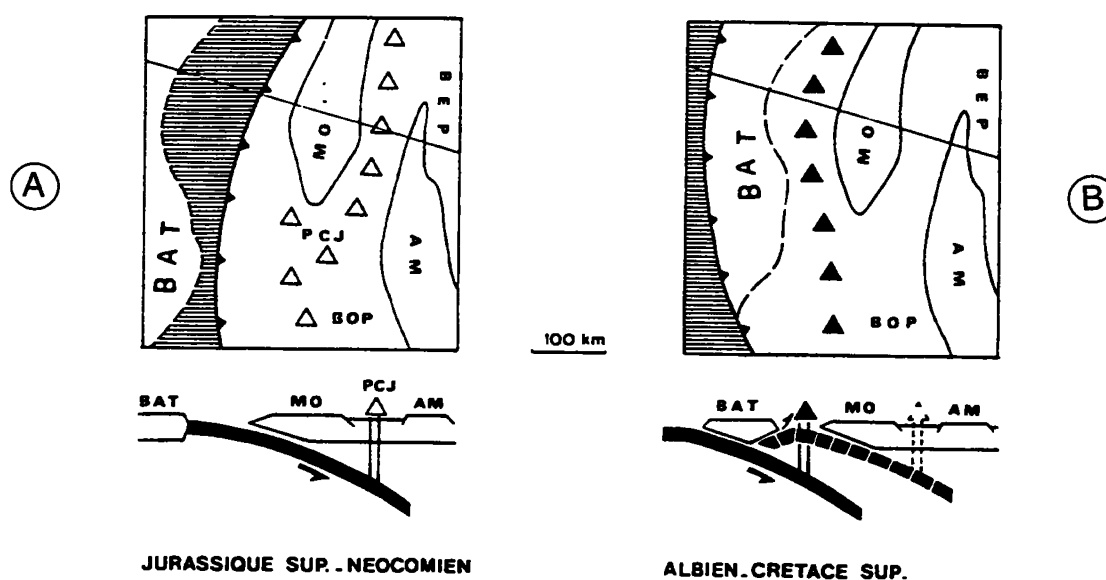


FIG. 90. – Modèle géodynamique pour l'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba avec accretion du bloc Amotape-Tahuin d'après Mégar *et al.* [1987].

A : Jurassique supérieur-Néocomien ; B : Albien-Crétacé supérieur ; BAT : bloc Amotape-Tahuin ; MO : Massif d'Olmos ; AM : anticlinorium du Maraon ; PCJ : plate-forme de Chiclayo-Jaen ; BOP : bassin ouest-péruvien ; BEP : bassin est-péruvien ; hachures horizontales : croûte océanique ; triangles blancs : arc volcanique jurassique ; triangles noirs : arc volcanique albien-crétacé supérieur ; barbulas : fosse. Coupes : en noir croûte océanique ; en blanc croûte continentale ; en noir discontinu : subduction jurassique abandonnée.

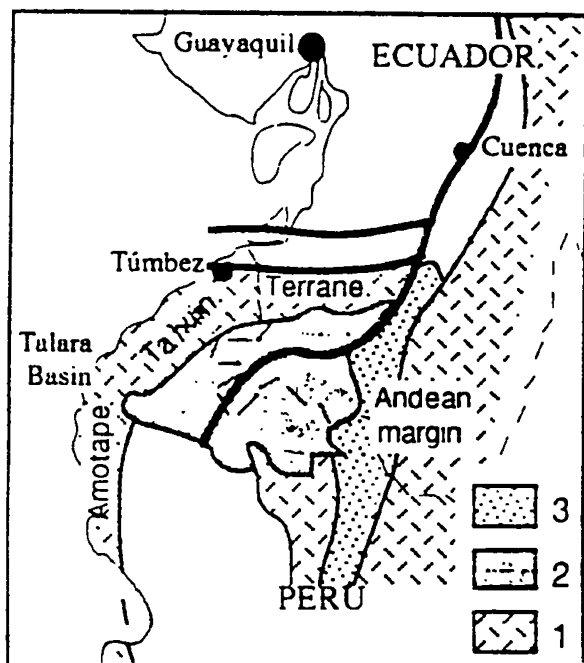


FIG. 91. – Suture maastrichtien-éocène ? entre le bloc Amotape-Tahuin et la marge andine proposée par Berrones *et al.* [1993].
1 : roches paléozoïques métamorphosées ; 2 : bassin crétacé Celica-Lancones ; 3 : roches paléogènes de la marge andine.

couvertures du bloc Amotape-Tahuin (BAT) et à la marge andine. Ces séries sont séparées par une suture non encore cartographiée dans le détail où sont présentes des roches déformées du Maastrichtien. Cela situerait l'accrétion du BAT pendant ou après le Maastrichtien qui estiment qu'elle a dû se produire plus probablement pendant l'Éocène basal (fig. 91). Des données récentes (E. Jaillard com. pers.) permettraient de situer l'accrétion du BAT au Campanien inférieur, les déformations maastrichtiennes résultant d'une remobilisation de la suture

Travaillant sur les séries sédimentaires de la Péninsule Santa Elena (PSE) Benítez *et al.* [1993] et Jaillard *et al.* [1992] montrent qu'elles ont subi deux phases de déformation au Paléocène et à l'Éocène inférieur qui n'ont pas affecté le bloc Côtier du Nord à partir de la CCC. Ils proposent que ces deux phases correspondent respectivement à la collision de la Péninsule contre le continent puis à la collision du domaine de la Côte contre la Péninsule déjà accrétée au continent (fig. 92).

Dans le modèle le plus récent de Jaillard *et al.* [1993] le bloc Côtier comporte plusieurs arcs édifiés successivement sur une lithosphère océanique, l'arc Cayo suivi de l'arc San Lorenzo, au cours du Crétacé supérieur. Cet ensemble entre en collision avec le bloc Sud-Américain au Paléocène supérieur. La marge est ensuite soumise à un régime de subduction oblique, la province Côtère fait alors partie de l'avant-arc.

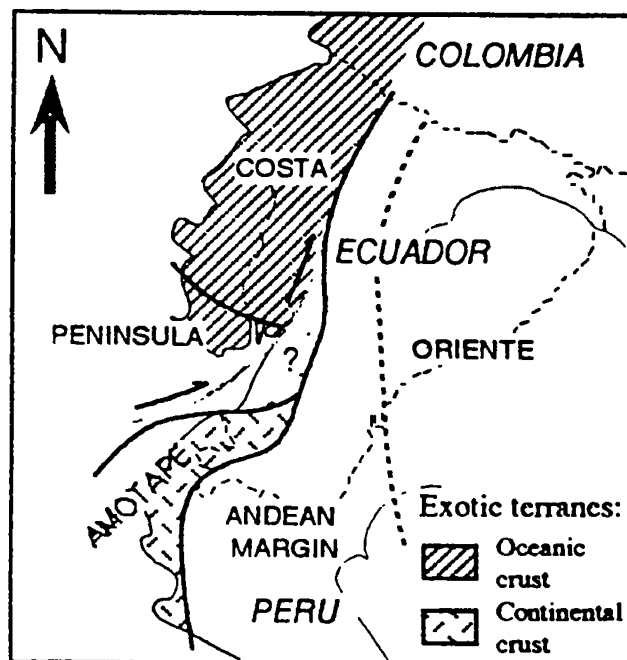


FIG. 92. – Définition du bloc Peninsula de Santa Elena d'après Benítez *et al.* [1993].

4. – LE MODÈLE PROPOSÉ

Les travaux cités ci-dessus montrent que la partie Ouest des Andes Septentrionales et la région avant-arc sont de nature allochtone. Les différents blocs, océaniques et continentaux, ont été accrétés par collision-coulissement en subissant, pendant ou après leur mise en place, des mouvements de rotation. Ces mouvements de blocs sont enregistrés par les remplissages sédimentaires. Les données du paléomagnétisme [Roperch *et al.*, 1987] impliquent de faibles déplacements en latitude des arcs. Les similarités géochimiques entre les arcs de même âge, Cayo, dans la province côtière, et Celica, à l'Est d'Amotape sur la marge sudaméricaine, conduisent à les raccorder. Enfin le balayage de la marge par des rides asismiques affecte l'histoire récente en entraînant localement son émergence.

La stratigraphie de la région avant-arc du système de subduction équatorien (fig. 93 et 94) a permis de définir deux zones à remplissage sédimentaire différent, surtout entre le Crétacé supérieur et l'Éocène, époques pendant lesquelles ces deux zones présentent des conditions paléogéographiques et géodynamiques différentes. Ces deux zones, que j'appelle ici Nord et Sud, sont séparées par la Faille Colonche et comprennent :

– au Nord de la Faille Colonche : la CCC, la CCO et les bassins Manabí et Borbón ;

– au Sud : Le Bassin Progreso, la Peninsule Santa Elena, le « Graben » Jambelí. Le soulèvement Chongón-San Vicente constitue une zone paléogéographique de transition.

La zone Nord présente un caractère plus stable que la zone Sud. On y trouve pendant le Crétacé supérieur-Paléocène une sédimentation liée à plusieurs épisodes d'arc insulaire. Ceux-ci sont représentés par les formations Cayo et San Lorenzo ; ils présentent une diminution du détritisme grossier qui se termine au cours du Maastrichtien-Paléocène caractérisé par le dépôt de sédiments siliceux fins de la Fm Guayaquil. Puis pendant l'Ypresien-Lutétien les sédiments calcaires et siliceux (Fm San Eduardo, Las Masas, Cerro) témoignent de conditions marines ouvertes. Dans cette zone les taux maximaux de sédimentation (fig. 94) sont généralement inférieurs à ceux de la Zone Sud, surtout du Maastrichtien au Lutétien. Le socle océanique, qui affleure bien dans la CCC et la CCO, présente l'aspect d'une mosaïque de grands fragments plus ou moins rigides, limités par des failles de décrochements régionales.

La Zone Sud présente, en revanche, un caractère plus instable, à taux de sédimentation élevé, spécialement pendant le Paléocène supérieur (Fm Azúcar), le Lutétien (groupe Ancón) et le Miocène inférieur (Fm Zapotal, Dos Bocas, Villingota, El Consuelo, Subibaja). Une caractéristique remarquable de cette zone est la Fm Azúcar, quartzreuse, alimentée par l'érosion d'un orogène à socle continental (la Cordillère d'Amotape) entré en collision avec la Plaque Sudaméricaine au Crétacé supérieur. Le socle de cette zone Sud n'affleure pas, il semble qu'il soit aussi d'origine océanique quoique probablement plus fragmenté que dans la zone Nord.

Les deux zones enregistrent des discordances régionales à 50-54 Ma, 34-39 Ma et 24-26 Ma qui correspondent plus ou moins, avec retard parfois, aux effets des principales réorganisations des plaques [Gordon et Jurdy, 1986].

En accord avec des hypothèses couramment acceptées et supportées par les nouvelles données stratigraphiques et tectoniques exposées ici, la Zone Nord apparaît comme un bloc exotique peu déformé accréte au continent, cependant que la Zone Sud apparaît comme un bloc ayant subi un raccourcissement tectonique non négligeable pendant le processus d'accrétion avec rotation de la Zone Nord. La valeur du rapprochement n'a pas été calculée, on peut l'estimer de l'ordre de la centaine de kilomètres.

En conséquence dans l'histoire géologique de l'avant-arc du système de subduction équatorien on peut définir trois étapes géodynamiques :

- Pré-collision : évolution océanique et arc insulaire ;
- Collision de l'arc insulaire contre la Plaque Sudaméricaine ;
- Post-collision création de l'avant-arc *sensu stricto*.

4.1. Étape pré-collision

Aptien supérieur - Campanien inférieur 108-80 Ma (fig. 95).

Les roches les plus anciennes de la Fm Piñón, datées de l'Aptien supérieur-Albien, sont des basaltes de type MORB plus ou moins riches en Mg. Elles témoignent donc d'un épisode de formation de croûte océanique avec une possible intervention d'un point chaud.

Sur cette croûte océanique s'installe un arc insulaire (Arc pré-Cayo) pendant l'Albien-Cénomanién, mis en évidence en particulier grâce à nouvelles données géochimiques (travail en cours) (Arc 1, fig. 17).

Pendant la hausse eustatique du Cénomanién-Turonien, se déposent des sédiments pélagiques du Membre basal Cayo, associées aux intercalations de graywackes volcanoclastiques. Ensuite, on distingue deux événements de l'arc insulaire Cayo dans la Fm Cayo (Arcs 2 et 3, fig. 17).

L'événement Arc-2 du Turonien-Coniacien est représenté à Guayaquil par les brèches de Los Samanes, dont les blocs andésitiques ont été originellement mis en place en milieu subaérien, d'après les données pétrologiques. L'événement Arc-3 du Santonien-Campanien est caractérisé par le renouvellement du dépôt de mégaturbidites volcanoclastiques et par des intrusions tonalitiques campaniennes de Pascuales et PP Gómez. Le pluton tonalitique Bilovan, d'âge campanien [78, 0 + 3, 0 Ma, Pichler et Aly, 1983] dans le secteur de Guaranda, témoigne aussi de cet événement dans la Cordillère Occidentale.

La présence de basaltes et dykes d'âge santonien-éocène basal dans la Cordillère Côtière témoigne aussi d'une activité d'arc insulaire, l'Arc San Lorenzo. Cette activité est bien représentée dans la Cordillère Occidentale par les laves de la Fm Macuchi (Arc Macuchi), rapportées au Paléocène ?/Éocène inférieur, âge confirmé dans la Cordillère Occidentale par une datation sur une latianésite à quartz du sommet de la Fm Silante à 52, 7 + 2, 9 Ma [Wallrabe-Adams, 1989].

Le modèle le plus simple (fig. 95-a) est celui d'un arc insulaire de direction NNO-SSE et dont le pendage de la subduction serait vers l'Est. L'arc serait connecté à la Plaque Sudaméricaine à l'Est du Bloc Amotape-Tahuin (BAT) au NO du Pérou en continuité avec l'Arc Celica. Entre l'arc Celica et le continent existait un bassin marginal [Soler et Bonhomme, 1990].

4.2. Étape de collision

Campanien inférieur/Éocène Supérieur 70-36 Ma (fig. 95).

Le modèle est celui d'une collision oblique.

La collision de l'arc volcanique crétacé résulte probablement du fonctionnement au Campanien d'une zone de subduction à pendage Est dans le bassin

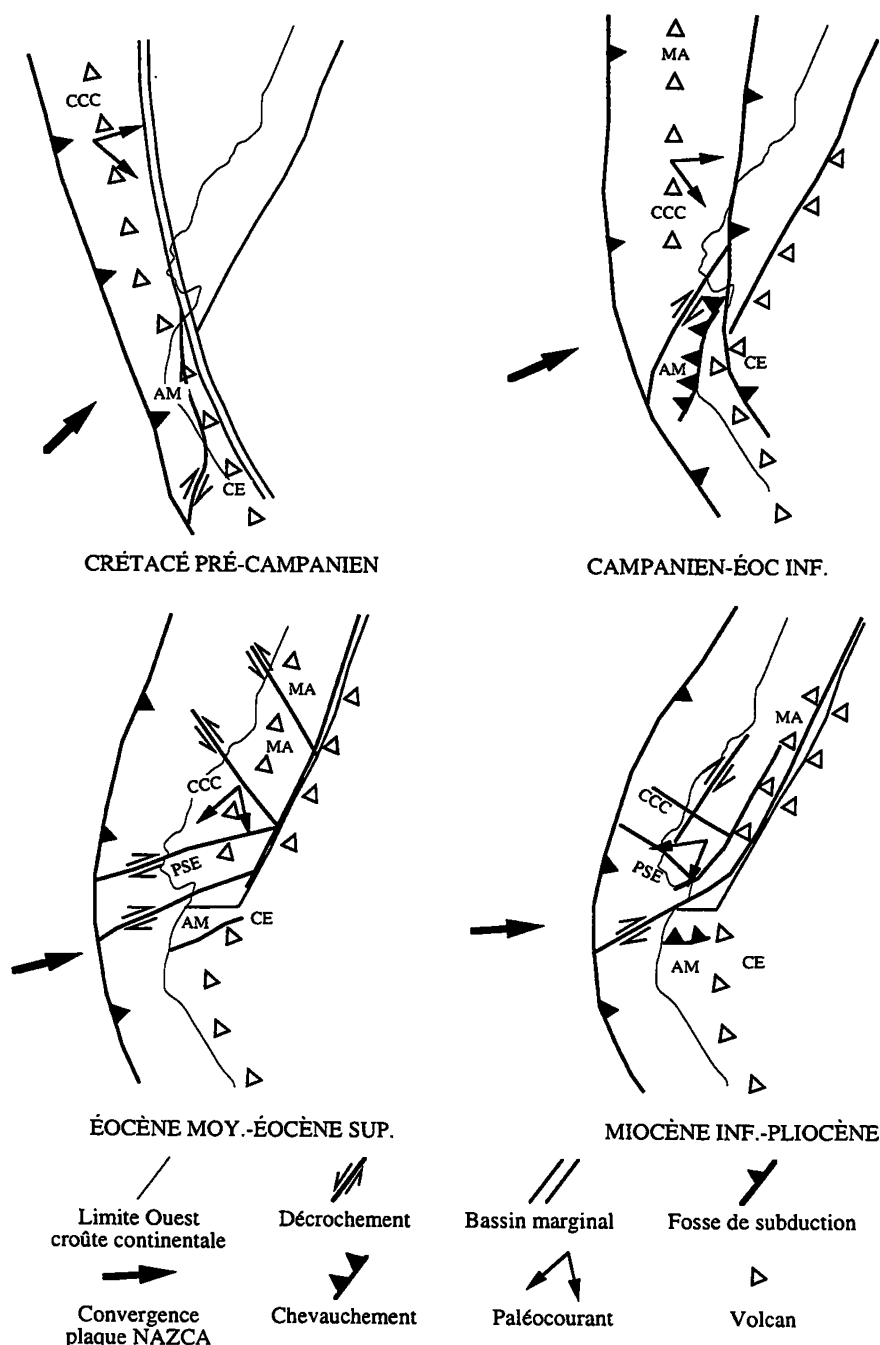


FIG. 95. – Modèle géodynamique de la zone d'avant-arc du système de subduction équatorien.

On y distingue trois étapes : 1 : Étape pré-collision : évolution océanique et arc insulaire, pré-Campanien. 2. Étape de collision : du Campanien à l'Éocène avec création et fermeture d'un système de subduction intermédiaire. 3 : Étape post-collision à partir de l'Oligocène. CCC : Cordillère Chongón-Colonche. MA : Macuchi. AM : Amotape. CE : Celica.

marginal crétacé. La collision a refermé le bassin marginal au Pérou en donnant les structures qui caractérisent la phase tectonique dite péruvienne et dont les effets sont connus en Équateur. En particulier le métamorphisme de la Cordillère Real [Aspden, 1992] et un hiatus d'âge campanien dans le Bassin Oriental sont attribués à cet événement.

Le Bloc Amotape qui a constitué au Crétacé inférieur une région de l'avant-arc péruvien qui glissait vers le Nord sous l'effet de la subduction oblique a achevé au Campanien inférieur (E. Jaillard, comm.

pers.) son accréition et sa rotation (fig. 95-b). Les dépôts turbiditiques de la Fm Azúcar dans la Péninsule Santa Elena, qui au Paléocène se trouvait plus au Sud, témoignent de la proximité des deux domaines (Péninsule et Amotape) et donc du début de la collision au Paléocène moyen ? Ceci se traduit par la déformation intense des séries crétacé-paléocène de la Péninsule et par un hiatus au niveau du bassin amazonien, cependant qu'au Nord l'activité de l'arc se poursuit (Arc Macuchi).

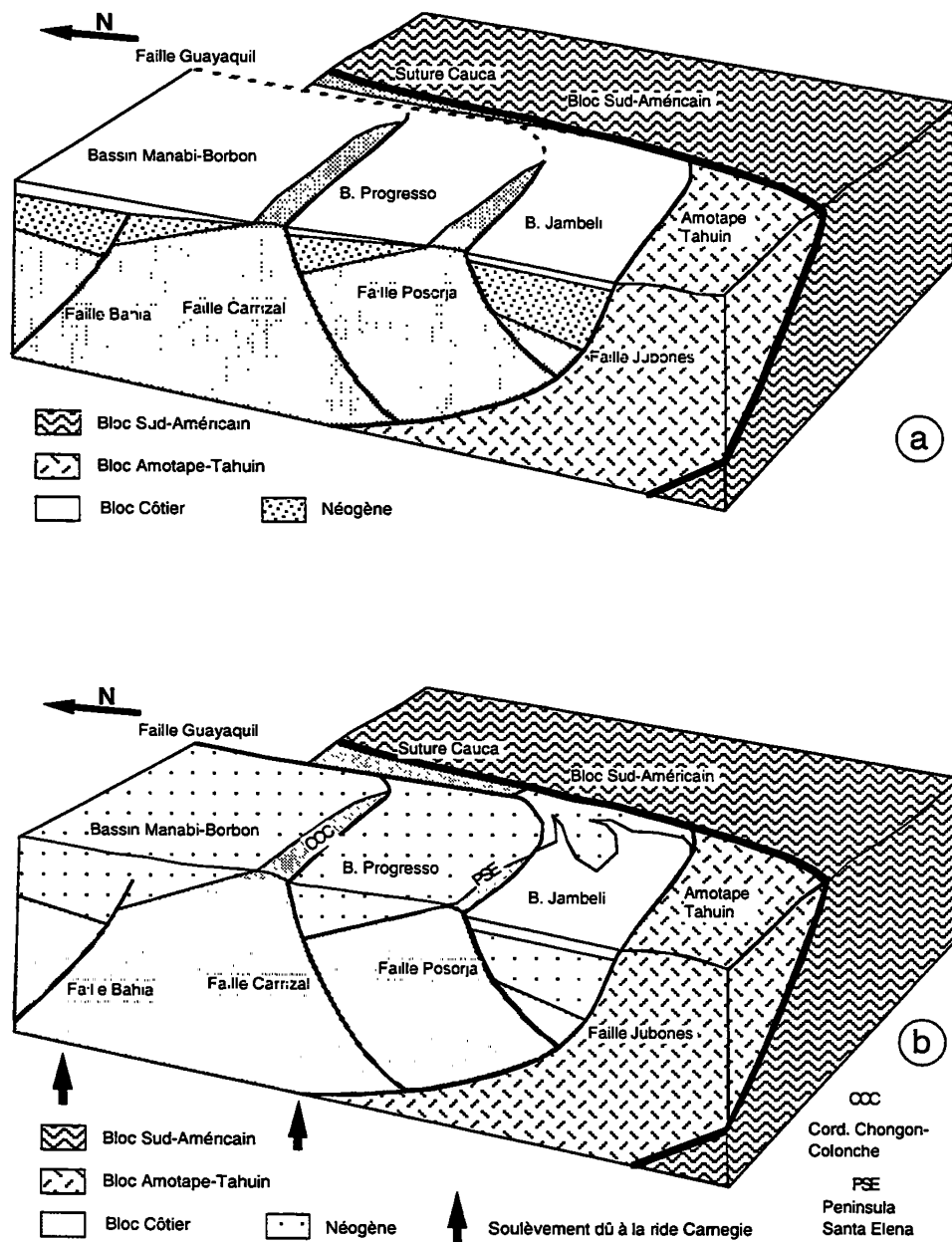


FIG. 96. – Structure récente de la zone d'avant-arc du système de subduction équatorien. Blocs-diagrammes réalisés au niveau du bassin d'avant-arc montrant l'évolution de celui-ci ; la façade du bloc-diagramme correspond à la zone de faille Jipijapa-Portoviejo qui sépare le bassin et le bourrelet d'avant-arc. a) Stade subsident (Miocène inférieur-moyen) ; b) Stade d'émergence des bassins Progreso et Manabí (Miocène terminal-Quaternaire).

La collision s'est poursuivie au Nord pendant l'Éocène, entraînant vraisemblablement une rotation horaire de tout le système. La rotation a pu s'achever par le découpage de l'arc en plusieurs segments tournant individuellement autour d'un axe vertical, selon un modèle de rotation proposé par Daly [1989] (fig. 95 c). Des écaïlles de ces segments ont ensuite pu être incorporées à la Cordillère Occidentale, tandis qu'un segment de l'arc Cayo (la CCC) a été incorporé à l'avant-arc par le jeu des Failles Durán et Colonche. Ces

failles ne jouent pas actuellement, mais constituent d'importantes limites paléotectoniques.

La collision et la rotation de la Peninsula Santa Elena ont entraîné l'arrêt de la sédimentation sur ce bloc à la fin de l'Éocène moyen et provoqué son soulèvement (fig. 95-c). Sur l'emplacement de l'Alto Chongón-San Vicente et les bordures de la CCC, la sédimentation s'est poursuivie jusqu'à l'Éocène supérieur, le soulèvement n'intervenant qu'à l'Éocène terminal-Oligocène basal.

4.3. Étape de post-collision

Oligocène à actuel 36-0 Ma (fig. 95-d).

Durant l'Oligocène, le secteur des bassins Borbón, Manabí et Valdivia-Manglaralto déjà accréte, reçoit sans interruption des dépôts argileux néritiques à bathyaux, pendant que le secteur sud (Péninsule, Bassin Progreso et CCC) est en grande partie émergé.

Le changement de direction de convergence de la Plaque Nazca en relation avec la création de la Plaque Cocos qui se produit au début du Miocène, est à l'origine de la formation des bassins d'avant-arc selon un dispositif très proche du système actuel et comportant une partition de la déformation entre la fosse d'Équateur et les failles, dont la faille Guayaquil, due à l'obliquité de la subduction. Ce dispositif comporte un arc externe peu profond puis émergé à partir du Miocène moyen, la Cordillère Côtière (CCO) et un « bassin d'avant-arc », l'ensemble des bassins Jambelí-Progreso-Manabí-Borbón. La partition de la déformation se traduit par le jeu décrochant des failles du système Guayaquil et entraîne le morcellement du « bassin d'avant-arc » en plusieurs sous-bassins les bassins Jambelí, Progreso, Manabí et Borbón (fig. 96a).

Dans les Bassins Progreso et Jambelí la sédimentation débute au Miocène inférieur avec des dépôts continentaux à transitionnels de la Fm Zapotal qui forme des biseaux contre la Faille Carrizal et probablement contre la Faille Guayaquil montrant que ces failles ont joué à cette époque avec une importante composante normale. Les conglomérats El Morro, non datés, correspondent probablement aux dépôts les plus anciens marquant l'ouverture de ces bassins.

A la Fm Zapotal succèdent les dépôts transgressifs des formations Dos Bocas, Villingota et Subibaja. Entre ces deux dernières existent sur la marge sud de la CCC, les dépôts gréseux de la Fm El Consuelo témoignant d'une courte mais importante descente du niveau eustatique ; ce phénomène est enregistré aussi dans le Bassin

Manabí par les grès San Agustín. A cette époque, la Faille La Cruz a joué d'abord en faille normale, puis comme décrochement en transpression créant les structures Santo Domingo et Rodeo. Ce dernier épisode coïncide avec l'augmentation de la vitesse de convergence des plaques.

Dans le bassin Manabí une sédimentation argileuse, la Fm Tosagua, semblable à celle du Bassin Progreso s'est poursuivie pendant le Miocène inférieur ; un hiatus la sépare des dépôts argileux oligocènes de la Fm Playa Rica. Ce hiatus correspond à peu près au dépôt de la Fm Zapotal dans le Bassin Progreso.

Au Miocène moyen, la réorganisation des plaques Nazca et Cocos et l'augmentation de la vitesse de convergence donnent naissance au jeu dextre des Failles Jipijapa-Portoviejo, Jama-Coaque et Quinde qui, associés à l'arrivée en subduction de la ride de Nazca, entraînent le soulèvement de la CCO, la CCC et la Peninsula. Cet événement provoque un paroxysme détritique enregistré par les formations Progreso et Angostura et le début de la migration du dépôt-centre des bassins d'avant-arc vers l'Est.

Pendant le Miocène supérieur, la migration du dépôt-centre vers l'Est continue, probablement due au balayage de la marge par la prolongation septentrionale de la Dorsale asismique de Nazca [Pilger, 1981]. En conséquence le Bassin Progreso cesse d'évoluer et émerge à la fin du Miocène. Dans les bassins Manabí et Jambelí la sédimentation se poursuit pendant le Pliocène jusqu'au Pléistocène caractérisé par les dépôts grossiers des formations Borbón et Puna supérieur. Le Bassin Manabí émerge pendant le Quaternaire (fig. 96b) à la suite de l'entrée de la Dorsale de Carnegie dans le système de subduction [Lonsdale, 1977]. Parallèlement un soulèvement intéresse la Peninsula Santa Elena et la CCO en donnant naissance aux terrasses connues comme Fm Tablazo. Le système actuel de la fosse d'Équateur, relativement peu profonde, se met en place.

POST-FACE

Cette étude a comporté trois étapes bien définies :

– au cours des années 1980 et 1990, j'ai participé à des travaux d'exploration pétrolière menés dans la zone étudiée par CEPE (la Compagnie nationale équatorienne du pétrole, actuellement PETROECUADOR) ;

– entre 1991 et le premier semestre de 1993 j'ai participé à une convention de coopération technique entre l'ORSTOM et PETROECUADOR dont un des objectifs était l'étude de l'évolution tectono-sédimentaire de la côte équatorienne entre les périodes Crétacé et Oligocène. Le responsable scientifique de cette étape était le géologue français Etienne Jaillard, chercheur ORSTOM ;

– toujours dans le cadre de la convention ORSTOM-

PETROECUADOR, et bénéficiant d'un contrat d'accueil de l'ORSTOM, j'ai séjourné en France dans le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Laboratoire associé CNRS de l'Université Joseph Fourier de Grenoble, pendant la durée de l'année scolaire 1993-1994 pour effectuer une synthèse des données obtenues dans les étapes précédentes et développer un modèle géodynamique de la zone étudiée. Cette période a été supervisée par M. Georges Mascle, professeur UJF Grenoble ;

– en outre au cours des deux dernières étapes, ma participation au PICG-PAS-301 (Projet International de Corrélation Géologique Paléogène de l'Amérique du Sud) en qualité de co-directeur du projet m'a donné accès à des données à l'échelle plus régionale ce qui a permis de pallier les difficultés d'échanges scientifiques en Amérique Latine.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ici toutes les personnes qui m'ont aidé d'une manière ou d'une autre :

tout particulièrement les responsables de Petroproduccion MM Lupercio Arteaga et Italo Cedeño et le chef de LABOGEO M Walter Zumba ;

les personnels du Laboratoire de Géologie de Petroecuador-Distrito Guayaquil (LABOGEO), qui au cours des deux premières étapes de mon travail ont assuré l'appui technique et scientifique et notamment Mme et MM :

– Martha Ordoñez de Fiallos, Italo Zambrano et Nelson Jimenez en Micropaléontologie,

– Galo Montenegro en Stratigraphie et Géochimie,

– Jorge Cotrina, Gerardo Berrones et Luis Zambrano en interprétation sismique,

– Guillermo Toala et Milton Garcia en Stratigraphie,

– Walter Zumba en Géologie du pétrole ;

l'ORSTOM et plus particulièrement MM P. Soler (responsable UR), R. Marocco (responsable ORSTOM-Equateur), et E. Jaillard qui, au cours de la deuxième étape, a apporté une notable contribution aux analyses sédimentologiques et structurales et à la synthèse des données dans le cadre d'une convention ORSTOM-PETROECUADOR et qui m'ont permis de bénéficier d'un contrat d'accueil pour un séjour d'un an en France ;

les personnels du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA CNRS/UJF Grenoble, responsable G. Mascle) et de l'Institut Dolomieu (responsable A. Pêcher) où j'ai été accueilli pour un séjour d'un an.

les chercheurs qui ont accepté de discuter ce travail : MM H. Arnaud (professeur UJF Grenoble), B. Beaudouin (professeur ENS Mines de Paris), C. Beck (professeur Université de Savoie), R. Marocco (DR ORSTOM), G. Mascle (professeur UJF Grenoble) et J. F. Stephan (professeur Université de Nice-Sophia Antipolis, responsable de la formation doctorale de Géodynamique), et en particulier Mme H. Lapiere pour sa contribution aux déterminations pétrologiques et géochimiques.

Je tiens à remercier tout particulièrement Mr le Professeur Georges Mascle, directeur de cette thèse, qui a pendant de longues heures de discussion et de réflexion, contribué à l'achèvement de ce travail. Je remercie également chaleureusement Mr le Professeur Jacques Perriaux pour m'avoir accueilli à l'Institut Dolomieu, dans son laboratoire de sédimentologie, dans le cadre de mon travail de recherche de DEA, il y a déjà plusieurs années.

Enfin, je remercie Melle Argot, Ingénieur qui a assuré l'édition de ce travail

A N N E X E N° 1

PÉTROGRAPHIE DES ROCHES DES FORMATIONS PIÑON ET CAYO À GUAYAQUIL - ÉQUATEUR

ECH. 93-02

LOCALISATION : Sitio Las Piedras à Rio Bachillero (Fm Piñon).

MACROSCOPIQUE.- Basalte ou andésite basaltique à structure de pillow-lava.

MICROSCOPIQUE.- Similaire à 94-02. Plagioclase, complètement altéré sous l'eau ; pyroxène plus ou moins frais.
Peu d'épidote et de smectite à pumpellyite.

NOM.- Basalte ou andésite basaltique.

REMARQUE.- La roche a subi un thermalisme sous marin.

ECH. 93-04

LOCALISATION : ESPOL Via Perimetral (Fm Cayo).

MACROSCOPIQUE.- Roche bien litée, granoclassée, à grains anguleux, vert, marron et rouge ; sableux à conglomératique.

MICROSCOPIQUE.- Roche clastique à excès de matrice ; à grains de minéraux et roches de taille microconglomératique, sableux et silteux.

- La matrice (environ 35 %) est composée moitié d'une argile smectitique vert marron foncé (qui était à l'origine du verre hydraté amorphe ou palagonite) parfois en boulettes et moitié de morceaux très irréguliers de verre (dévittrifié) éclatés et déformés suivant le litage ou contournant des grains.

Les grains sont :

- *Feldspaths à macles de Carlsbad (orthose) et plagioclases, plus ou moins frais, en cristaux allongés, euhédraux, mais cassés, de composition andésine-labradorite. Toutes les tailles entre sable fin et 1,5 mm (35 %).
- *Pyroxènes frais surtout clinopyroxènes (augite) cassés (8 %). Toutes les tailles comme pour les feldspaths.
- *Roches (20 %) surtout volcaniques porphyriques fines parfois à matrice vitreuse, à plusieurs états d'altération, vitreuses à vacuoles. Ces éléments peuvent former des lits fins unigranulaires de taille 1-3 mm.
- *Sphérulites (2 %) de verre.
- *Très rare débris biogéniques :
 - 1 radiolaire,
 - 1 spicule d'éponge.

NOM. - Greywacke.

ECH. 94-01

LOCALISATION : CERRO JORDAN à Guayaquil (Fm Piñón).

MACROSCOPIQUE.- Roche porphyrique verte, massive, très altérée.

MICROSCOPIQUE.- Mésostase très fine de verre hydraté transformé en smectite (20 %).

Les autres constituants sont :

- Microlites de plagioclase en paillettes fines, petites, à macles* de l'albite mais très souvent désorganisés. Quelques mesures d'angles d'extinction donnent de l'albite (40 %).
- Clinopyroxène (augite) en grands cristaux euhédraux à macles. Un peu d'orthopyroxène. Ils sont altérés en smectite. 25 %.
- Vacuoles remplies de smectites, couleur marron à formes irrégulières (15 %).
- Un petit filon rempli de zéolites (?).

NOM : Andésite basaltique.

ECH. 94-02

LOCALISATION : Urb. ORQUIDEAS à Guayaquil (Fm Piñón).

MACROSCOPIQUE.- Roche porphyrique verte très altérée, à prismes de refroidissement.

MICROSCOPIQUE.- Mésostase vitreuse altérée en smectite (15 %).

- Minéraux en texture intersertale : Baguettes de plagioclase (andésine, 50 %) entrecroisées avec des clinopyroxènes (augite, 25 %). Les plagioclases sont souvent altérés en calcite tandis que la majorité des pyroxènes sont altérés en chlorite (?).
- Phénocristaux de pyroxènes en majorité altérés (5 %).
- Vacuoles remplies de smectite.
- Il y a deux générations de fractures micrométriques : la plus ancienne avec remplissage siliceux et la plus jeune à remplissage carbonaté.

NOM.- Andésite basaltique.

REMARQUE.- La composition, la texture et l'état d'altération indiquent une mise en place en milieu marin.

ECH. 94-03

LOCALISATION : Urb. SAMANES à Guayaquil (Fm Cayo).

MACROSCOPIQUE.- Brèches litées à blocs d'andésite très fraîche de toutes tailles : centimétrique à métrique. Les blocs sont souvent arrondis.

TEXTURE MICROSCOPIQUE.- Bréchique à matrice (60 %) très fine vitreuse, très fraîche. Les enclaves sont constituées de :

- Plagioclases groupés, à macles désorganisées de composition andésine-labradorite (15 %).
- Orthopyroxènes euhédraux mais cassés, bien conservés (15 %) frais.
- Clinopyroxènes euhédraux cassés bien frais (4 %).
- Roches andésitiques à grain fin à petits feldspaths et phénocristaux de feldspaths et d'orthopyroxènes. Dans la lame mince une enclave rocheuse atteint 1 cm de largeur.
- On trouve des fractures à remplissage siliceux.

NOM.- Brèche monogénique andésitique.

REMARQUE.- Matériel très peu altéré. Les orthopyroxènes frais indiquent un volcanisme aérien.

ECH. 94-04

LOCALISATION : ESPOL Via Perimetral (Fm Cayo).

MACROSCOPIQUE.- Roche litée, banc de 10 m d'épaisseur, granoclassé : grains centimétriques à la base, sableux au sommet ; les grains sont irréguliers, mal classés, de couleur verte, marron et rouge.

MICROSCOPIQUE.- La matrice est argileuse, fine, de couleur verte (6 %).

- Les grains ont la composition suivante :

- 1.- Andésite-dacitique (20 %) claire vitreuse à vésicules fines, localement fluidale, quelques pyroxènes et plagioclases ; le flux ne déforme pas mais casse les vésicules (dépôt aérien pyroclastique ?).
- 2.- Andésite basaltique (19 %) à mésostase fine-vitreuse à paillettes de plagioclases, porphyrique à 2 pyroxènes et oligoclase. La mésostase peut être très altérée (ou dévitrifiée) et prendre des couleurs très sombres, grise, verdâtre ou rougeâtre.
- 3.- Lave vitreuse à vésicules aplaties (26 %) à cause du flux syndépositionnel (dépôt aérien). Quelques unes sont très acides à texture perlitique.
- 4.- Plagioclase (8 %) à macles très déformées.
- 5.- Pyroxène. (1 %).
- 6.- Laves vitreuses (7 %) comme (1) et (2) et andésite type (2), très altérées à pumpellyite.
- 7.- Roches sédimentaires fines et débris calcaires de mollusques (5 %). Un grain montre des microfossiles marins (foraminifères planctoniques).

- Le ciment est constitué de zéolites dans une première étape du remplissage, puis de calcite. Il remplit presque tous les vides.

NOM : Greywacke (mégaturbidite).

A N N E X E N° 2

DONNÉES RADIOMÉTRIQUES DE LA PROVINCE COTIÈRE ET
CORDILLÈRE OCCIDENTALE ET ORIENTALE ÉQUATORIENNES

LES NUMÉROS DE LA COLONNE DATATION CORRESPONDENT
AUX NUMÉROS DANS LES CERCLES DE LA FIGURE 11

LOCALISATION	ROCHE	DATATION N° Ma	MÉTHODE
COTECHIA ET SEZZA [1969] Cord. Occidental			
Quillan (Ambato)	Diabasa	49) 51.5±2.5	K/Ar
GOOSENS ET ROSE [1973] Costa			
Cabo San Lorenzo	Basalte en pillow	62) 85±10	K/Ar
Cabo San Lorenzo	Basalte en pillow	63) 65±5	K/Ar
La Sequita	Basalte en pillow	64) 104±5	K/Ar
Membrillal	Basalte en pillow	65) 74±10 : 72±6	K/Ar
Barranco Prieto	Basalte en pillow	66) 54±5 ; 65±20	K/Ar
Barranco Prieto	Basalte en pillow	67) 110±10	K/Ar
KENNERLEY [1973] Prov. Loja			
Macara, 2.5 al N	Granodiorita	48±2	K/Ar biot.
Pluton Caramanga-Macara	Granodiorita	111±30	K/Ar biot.
HENDERSON [1979] Cord. Occidental			
Guaranda-Balz.-Pluto Telimbela	Cuarzo-diorita	19.2±3	K/Ar horn.
KENNERLEY [1980] Costa			
Fm Piñon	Basalte	113±10 107±15	K/Ar
Fm San Lorenzo		87±10 66±5	
HALL ET CALLE [1981]			
Cord. Oriental : Lag. Matayan	Horblendita	1) 83	K/Ar
Cord. Oriental : Lag. Atillo	Diorita	2) 53±2	K/Ar
		3) 73±3	K/Ar
Cord. Or., Bat. San Lucas, N Loja	Granito	4) 52±2	K/Ar
		5) 60±1	K/Ar
		6) 61 = 1	K/Ar
		7) 65±2	K/Ar
		8) 68±2	K/Ar
Cord. Or., Amaluza, NE Cuenca	Granodiorita	10) 35±0.5	K/Ar
		11) 38±1	K/Ar
		12) 47±2	K/Ar
		13) 37±1	K/Ar
		14) 44±0.	K/Ar

Cord. Or., Cola de San Pablo	Granodiorita	15) 34±1	K/Ar
Cord., Occ., El Tingo	Tonalita	50) 49±3	.
		17) 45±2	
Cord. Occ ? Amaluza-Loja	Granodiorita	18) 28.2±0.5	K/Ar
		19) 23.9±0.8	K/Ar
		20) 23.6±0.4	K/Ar
Cord. Occ., Saraguro	Fm Saraguro	21) 26.8±0.8	K/Ar
		22) 26.1±0.7	K/Ar
Cord. Occ., El Descanso	Andesita	23) 19.2±0.	K/Ar
		24) 20.4±0.6	K/Ar
Cord. Occ., Las Guardias	Tonalita	25) 31±1	K/Ar
Batolito Balzapamba		26) 19±3	K/Ar
Cord. Occ., Chaucha	Granodiorita	30) 12±0.6	K/Ar
		31) 9.8±0.3	K/Ar

PICHLER ET ALY [1983] Cord. Occidental

Las Guardias-Pluton Bilevan	Tonalita	45) 78±3	K/Ar biot.
Chaucha	Granodiorita	46) 12.0	K/Ar biot.
Chaucha	Cuarzo-Monzonita	47) 9.9±12	
Macara-Pluton Cariamanga	Granodiorita	48) 111±30	K/Ar Hor.
Costa : P.P. Gomez	Tonalita	60) 76.9±6.9	K/Ar hor.
Costa : Pascuales	Tonalita	61) 73.3±4.8	K/Ar hor.
Pluton Pungala, Cord. Or. ?	Granodiorita	16) 41.3±1.6	K/Ar bio.

LEBRAT *et al.* [1987]

San Lorenzo	Basalte en pillow	72.7±1.4	Ar/Ar
-------------	-------------------	----------	-------

EGUEZ [1986] (Cord. Occidental)

Chaupicruz (Macuchi)	Diorita cuarzosa (intrus.)	39) 12±0.6	
Apagua, via Lat-Quevedo	Microdiorita (intrus.)	40) 21.3±1.1	
Via Lat-Quevedo	Porfido andesítico	41) 24.7±1.2	
Via Lat-Quevedo	Andesita basáltica (filon)	42) 41.6±2.1	
Via Lat-Quevedo	Basalto dolerit. (lava)	43) 35.8±1.8	
Via Aloag-Sto Domingo	Diorita cuarzosa (intr.)	44) 38.6±1.9	

WALLRABE-ADAMS [1990]

Costa : 6.5 km al E de Pto. Cayo	Plagidacita (lava)	52.9±2.9	K/Ar total
Cord Occ., 11.6 km O de Nono	cuarzo-latiandesita	52.7±2.9	K/Ar total

VAN THOURNOUT *et al.* [1990] Cord. Occid. NO

Gualupe-Rio Blanco	Porfido de horblenda	32) 32.6±1.3	K/Ar
Lita (Cachaco)	Gabro	33) 12.4±0.6	K : Ar plag.
		34) 45±0.9	horb. + pir.
Apuela	Tonalita	35) 15.8±0.6	
		36) 18.5±0.9	
Maldonado	Cuarzo-monzonita	37) 8.9±0.4	
		38) 8.8±0.4	

LAVENU *et al.* [1992] Cord. Occidental

5 km S de Saraguro	Andesita	84) 35.3±0.9	K/Ar
20 km SO Alausi	Andesita	90) 35.7	K/Ar
12.5 km NO Alausi	Andesita-Fm Huigra-Tand.	91) 27.2±0.9	K/Ar
Alausi, 2.5 km OSO	Andesita	92) 7.9±0.4	K/Ar
11 km SSE lag. Quilotoa	Andesite	93) 10±1.3	K/Ar
7 km SSO Riobamba	Dacita	94) 3.59	K/Ar
		95) 2.65	
2 km NE Latacunga	Andesite	96) 1.73±0.35	
	Andeista basáltica	97) 1.85±0.19	

ASPDEN *et al.* [1992] Cord. Oriental

Pluton Magtayan	Granodiorita	70) 74±3 71) 68±5 72) 86±5	K/Ar
Pluton Pimampiro	Granodiorita	73) 81±3 74) 84±3 75) 91±3 76) 73±2	
Via Cuenca-Limon	Granodiorita	77) 39±4	
Batolito Chingual	"	78) 20±1 ; 19±1	
Pluton Sacha	"	79) 34±4 80) 25±1	
Pluton Pichinal	"	81) 54±4	
Pluton Pungala	"	82) 45±4 83) 42±2	
Batolito Portachuelo	"	84) 12±1 85) 20±7 86) 24±5 87) 17±1 88) 19±1	

Références

- ALVARADO F. M. (1989). – Geología de los Cerros de Duran, Tesis ESPOL, Guayaquil.
- ASPEN J. A., RUNDLE C., *et al.* (1990). – Notas Geológicas, Edades radiométricas del batolito de Zamora-Rio Mayo. *Bol. Geol. Ecuador*, 1, 1, 85-88.
- ASPEN J., RUNDLE C. y BERMUDEZ R. (1991). – Notas Geológicas, Nueva información de la edad del batolito de Abitagua en el Oriente Ecuatoriano, por el método Rb/Sr. *Bol. Geol. Ecuador*, 2, 1, 139-142.
- ASPEN J.A., HARRISON S.H. & RUNDLE C. (1992). – New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *J. South Amer. Earth Sci.*, 6, 77-96.
- ASPEN J.A. & LITHERLAND M. (1992). – The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 187-204.
- ASPEN J.A., FORTEY N., LITHERLAND M., VITERI F. & HARRISON S.M. (1992). – Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes : Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *J. South Amer. Earth Sci.*, 6, 123-132.
- ATHERTON M.P. & AGUIRRE L. (1992). – Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *J. South Amer. Earth Sci.*, 5, 47-69.
- AUBOUIN J. (1975). – Réflexion sur les bordures pacifiques : L'exemple des bordures sud-américaines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, 2633-2636.
- AUBOUIN J., BOURGOIS J., VON HUENE R. & AZÉMA J. (1982). – La marge pacifique du Guatemala. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, 607-614.
- AUBOUIN J., VON HUENE R., *et al.* (1979). – Premiers résultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatemala. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 1215-1220.
- AUBOUIN J., STEPHAN J. F., RENARD V., ROUMP J. & LONSDALE P. (1981). – Subduction of the Cocos plate in the Mid America Trench. *Nature*, 294, 146-150.
- AUBOUIN J., VON HUENE R. *et al.* (1982). – Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, Subduction without accretion : Middle America Trench off Guatemala. *Nature*, 297 458-460.
- AZAD J. (1964). – The Santa Elena Peninsula (Ecuador) a review of the Geology and prospects. AEO, Ancón, Leher J.A. 7. Rapport inédit.
- BALDOCK J. W. (1982). – Geología del Ecuador, Dir. Gen. de Geología y Minas, Quito-Ecuador.
- BALDRY R. A. (1932). – The Clay Pebble Beds of Ancon. *Geol. Mag.*, 69, 45-6.
- BARRINGTON H. (1957). – Summary Report on the Geology and Oil Possibilities : informe inédito Tennessee Gas Transmission Co.
- BECK JR. M.E. (1983). – On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, 1-11.
- BENÍTEZ S. (1980). – Reconocimiento Geológico de rocas cretácicas de la Cuenca Progreso y Península de Santa Elena : Informe interno CEPE, inédito.
- BENÍTEZ S. y MORENO A. (1982). – Reconocimiento Geológico de Rocas del Grupo Azúcar de la Cuenca Progreso y Península de Santa Elena : Informe Interno de CEPE, inédito.
- BENÍTEZ S., ORDOÑEZ M. y MONTENEGRO G. (1983). – Síntesis Geológica de los pozos Golfo de Guayaquil-1 y Amistad Sur-1, Informes Internos de CEPE, inédito.
- BENÍTEZ S. (1983). – Contribución al Estudio de las cuencas sedimentarias del S.O. Ecuatoriano, III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros Geólogos, Minas y Petróleos, Guayaquil, inédito.
- BENÍTEZ S., RONQUILLO M., MONTENEGRO G., ORDOÑEZ M., TOALA G. y ZUMBA W. (1986). – Síntesis Geológica de la cuenca Progreso-Ecuador ; Sección estratigrafía. IV Cong. Ecuat. de G.M. Quito-Ecuador.
- BENÍTEZ S. (1986). – Síntesis geológica de la cuenca Progreso Ecuador ; Sección Geología Regional. IV Cong. Ecuat. de G.M.P., Quito-Ecuador.
- BENÍTEZ S. (1986). – Síntesis geológica del Graben Jambelí. IV Cong. Ecuat. de G.M.P., Quito-Ecuador.
- BENÍTEZ S. (1988). – Corte geológico en el Rio Bachillero de la Cordillera Chongon-Colonche, Inédit.
- BENÍTEZ S. (1990). – Estratigrafía de las formaciones Cayo y Guayaquil en la cordillera Chongon Colonche : hacia una redefinición, *Geociencia*, Rev. del CIGMP-Guayaquil ; 3,7-11 ; 4, 18-20 ; 5,11-14.
- BENÍTEZ S. (1990). – Mapa geológico de las formaciones Cayo y Guayaquil en Guayaquil, Mem. Técnica, I.I.E.A., Univ. de Guayaquil.
- BENÍTEZ S. (1991). – Las cuencas cretácicas del Ecuador, VI Congr. Ecuat. G. M. P., Guayaquil-Ecuador, 1 p.
- BENÍTEZ S., ORDOÑEZ M. y VILLACRES J. (1991). – Estratigrafía de la Cuenca Manabí : nuevas dataciones y definiciones formacionales, VI Cong. Ecuat. G.M.P., Guayaquil-Ecuador.
- BENÍTEZ S. (1992). – Estratigrafía del Paleógeno en el Ecuador, VII Cong. Ecuat. G. M. P., Guayaquil-Ecuador.
- BENÍTEZ S., JAILLARD E. y ORDOÑEZ M. (1993). – Evolución tectono-sedimentaria de la Pen. Santa Elena y Cord. Chongon-Colonche desde el Crét. Su al Oligoceno, Meeting de Caracas del IGCP-PAS-301.
- BENÍTEZ S., JAILLARD E., ORDOÑEZ M., JIMENEZ N. & BERRONES G. (1993). – Late Cretaceous to Eocene tectonic sedimentary evolution of southern coastal Ecuador. Geodynamics implications, Abstracts Int. Sym of Andean Geol., Oxford.
- BERRONES G., JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENGTON P., BENÍTEZ S., JIMENEZ N. & ZAMBRANO I. (1993). – Stratigraphy of the « Celica- Lancones Basin » (SW Ecuador- NW Peru). Tectonic implications, Abstracts Int. Sym of Andean Geol., Oxford.
- BLACK C. D. G. (1957). – Studies in the revision of the geology of the Ancon area, rapport inédit AEOL.
- BOUMA A.H. (1962). – Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- BOURGOIS J. HUCHON PH. y PAUTOT G. (1990). – Geología de la margen activa del Perú entre los 3° y 12° de Latitud Sur. *Bull. Inst. Fr. études andines*, 19, 2, 241-291.
- BOURGOIS J., EGUEZ A., BUTTERLIN J. & WEVER P. DE (1990). – Evolution géodynamique de la Cordillere Occidentale des Andes d'Équateur : la découverte de la formation éocène d'Apagua. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, 173-180.
- BRANDON M. T. (1989). – Deformational styles in a sequence of olistostromal mélanges, Pacific Rim Complex, Western Vancouver Island, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 1520-1542.
- BRISTOW C. R. (1973). – Guide to the Geology of the Cuenca basin, Southern Ecuador. *Ecuadorian Geol. and Geoph. Society*.
- BRISTOW C. R. (1975). – Sobre la Edad de las areniscas Zapotal del Sur del Ecuador. *Newsl. Stratigr.*, 4, 119-134.
- BRISTOW C. R. (1976). – The Age of the Cayo Formation, Ecuador. *Newsl. Stratigr.*, 4, 170-173.
- BRISTOW C. R. (1976). – The Daule Group, Ecuador, *Newsl. Stratigr.*, 5, 190-200.

- BRISTOW C. R. (1976). – The Charapoto formation, Ecuador, *Newsl. Stratigr.*, 5, 99-103.
- BROWN B. (1922). – Report on the geology of the Ancon field Part II, rapport inédit AEOL.
- BROWN B. (1938). – On a theory of gravitational sliding applied to the tertiary of Ancón-Ecuador. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 94, 359-370.
- BROWN C. B. & BALDREY R. A. (1925). – On the Clay Pebble Beds of Ancon, Ecuador, *Quart. J. Geol. Soc. London*, 81, 454-460.
- BUSHNELL G.H. (1938). – A geological reconnaissance of the Puna island., rapport inédit AEOL.
- BUSK H. (1927). – The Geology of the south-eastern part of the Santa Elena Peninsula, with special reference to the claims held by Ecuador Oilfields, Report No. G-I-5, Tenn. del Ecuador. Inédit.
- BUSK H. (1941). – The geological structure of the Ancon Point area, with some notes on « Sliding » in general. *Geol. Report H.G.B.* 15. Inédit.
- BUENO S. R. & GOVEA R. C. (1976). – Potential for exploration and development of hydrocarbons in Atrato Valley and Pacific Coastal and shelf basins of Colombia. In *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 25, 318-327.
- CAMPBELL C. J. (1974). – Ecuadorian Andes, in Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 4, 725-732.
- CANFIELD (1966). – Reporte Geológico de la Costa Ecuatoriana, Ministerio de Ind. y Comercio, Quito, 150 p.
- CALASSOU S., LARROQUE C., & MALAVIEILLE J. (1993). – Transfer zone of deformation in thrust wedges : an experimental study. *Tectonophysics*, 221, 325-344.
- CAREY S. & SIGURDSSON H. (1984). – A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins. In : *Marginal basins geology*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 16, 37-58.
- CARSON B., VON HUENE R. & ARTHUR M. (1982). – Small-Scale deformation structures and physical properties related to convergence in Japan trench slope sediments. *Tectonics*, 1, 277-302.
- CASE J. E. *et al.* (1971). – Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 2685-2712.
- CASEY M.J., WATKINS J.S., MC MILLEN K.J. *et al.* (1982). – Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, Southern Mexico : results from leg 66 DSDP : Trench-forearc Geology, *Geol. Soc. London, Spec. publ.* 10, 77-94.
- CASEY M.J., DIEBOD J., FISHER M.A. *et al.* (1991). – EDGE deep seismic reflection transect of the eastern Aleutian arc-trench layered lower crust reveals underplating and continental growth. *Geology*, 19, 420-424.
- CASEY M.J. & VROLIJK P. (1992). – Fluids in accretionary prisms. *Rev. Geoph.*, 113-135.
- CEPE (1985). – Proyecto de rehabilitación de los campos de la Península. Síntesis geológica (inédit).
- CEPE (1986). – Evaluación de la Cuenca Progreso, 10 Volum., Subgerencia Regional Guayaquil. (Actualmente Petroecuador-Labogeo).
- CHANIER F. & FERRIÈRE J. (1991). – From a passive to an active margin : tectonic and sedimentary processes linked to the birth of an accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand. *Bull. Soc. géol. France*, 162, 649-660.
- CHANIER F., FERRIÈRE J. & ANGELIER J. (1992). – Extension et érosion tectonique dans un prisme d'accrétion : l'exemple du Prisme Hikurangi (Nouvelle-Zélande). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 741-747.
- DICKINSON W.R. & SEELY D.R. (1979). – Structure and stratigraphy of forearc regions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 2-31.
- CISNEROS G. (1977). – Una Revisión de la Geología del SO Ecuatoriano. Universidad de Guayaquil.
- CLOOS M. (1993). – Lithospheric bouyancy and collisional orogenesis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts : *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, 715-737.
- COLMAN J. (1968). – Geological observations in Western Ecuador 1965-1967. Informe inédito de AEOLTA, N°. A.A.G-I, 3 mapas.
- COLMAN J. (1970). – Guidebook to the Geology of the Santa Elena Peninsula. *Ecuad. Geol. and Geophys. Soc.*, 34, Quito.
- CONTRERAS M. (1990). – Estudio estratigráfico detallado de la Formación San Mateo en la localidad tipo, Ecuador, Tesis de Grado ESPOL.
- CORRIGAN J., MANN P. & INGLE J. C. (1990). – Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 628-652.
- COTECCHIA V. & ZEZZA F. (1969). – The Eocene Basement of the interandean corridor in the Latacunga-Ambato Trough (Ecuador). *Geol. Applicata e Idrogeologia*, 4, 43-46. Bari Università, Roma.
- CUSHMAN J. A. & STAINFORTH R.M. (1951). – Tertiary foraminifera of Coastal Ecuador, Part I, Eocene. *J. Paleont.*, 25, 2, 129-164.
- DALY M. C. (1989). – Correlation between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8 (4), 769-790.
- DE MÉTS C., GORDON R. G., ARGUS D. F. & STEIN S., (1989). – Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425- 478.
- DITULLIO L. & BYRNE T. (1990). – Deformation paths in the shallow levels of an accretionary prism : The Eocene Shimanto belt of southwest Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 1420-1438.
- DORFMAN M. (1976). – A Plate Tectonic Model for Development of the Geology and estimation of Potencial Petroleum Reserves in Ecuador. Academia de Ciencias de Yugoslavia, 35 p., Zagreb, Yugoslavia.
- DUGAS F. (1986). – Sedimentación y eventos tectónicos en el suroeste del Ecuador. IV Cong. Ecuat. de G.M. Quito-Ecuador.
- ECHEVERRÍA J. (1977). – Geología del cuerpo calcareo de Unacota, Pilalo-Cotopaxi, Tesis Univ. Central, Quito.
- EGUEZ H. (1985). – Sedimentología y Estratigrafía de la formación San Mateo. Provincia de Manabí, Ecuador, ESPOL, Tesis de Grado.
- EGUEZ A. (1986). – Evolution cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Équateur, les minéralisations associées, Thèse Doct. UPMC Paris, 116 p.
- EGUEZ A. y BOURGOIS J. (1986). – La formación Apagua : edad y posición estructural en la Cordillera occidental del Ecuador. IV Cong. Ecuat. de G.M. Quito-Ecuador., 1, 161-178.
- EGUEZ A., CAJAS M. y DÁVILA F. (1988). – Distribución de terrenos oceánicos alóctonos y de terrenos continentales en la Cord. Occidental del Ecuador : Evidencias en las geotravesías Otavalo-Selva Alegre y Cañar La Troncal : *Politécnica, Monografía de Geología*, 6, 13, 3.
- ESPOL (1993). – Proyecto de rehabilitación del campo de Ancon, Facultad de CC de la Tierra, Guayaquil.
- EURIBE A. (1988). – Biostratigraphic analysis of samples from old Ancon wells, Santa Elena Pen. Area, Cepe-Belco Lab., Inédito.
- EVANS C.D.R. & WHITTAKER J.E. (1982). – The geology of the western part of the Borbón Basin, North-west Ecuador : Trench-forearc Geology, *Geol. Soc. London, Spec. publ.* 10, 191-200.
- FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1973). – Esquisse géologique des Andes équatoriennes. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 15, 115-142.
- FEININGER T. (1878). – Eclogite and related high-pressure regional metamorphic Rocks from the Andes of Ecuador. *J. Petrology*, 21, 107-140.
- FEININGER T. (1980). – La geología Historica del Cretácico y Paleógeno de la Costa Ecuatoriana : *Politécnica, Monografía de Geología*, 5, 2, 7-45.

- FEININGER T. (1982). – The metamorphic « basement » of Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 87-92.
- FEININGER T. (1987). – Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 266-278.
- FEININGER T. & BRISTOW R. (1980). – Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador. *Geol. Rdsch.*, **69**, 849-874.
- FEININGER T. & SEGUIN K. M. (1983). – Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, **11**, 40-44.
- FOLK (1968). – Petrologia de rocas sedimentarias, Trad. Univ. México.
- FREY J. D. (1967). – The San Eduardo limestone in the Guayaquil area, rapport inédit AEOL.
- FRYER P., PEARCE J., LAGABRIELLE Y., STOKKING L., ALI, J., ARCULUS R. J. *et al.* (1990). – Manteau d'avant-arc et boninites : principaux résultats du Leg ODP 125 dans les domaines d'avant-arc des Mariannes et des Bonin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 1247-1254.
- GALVIS V. J. (1980). – Un Arco de islas Terciario en el Occidente Colombiano. *Geol. Colombiana*, **11**, p. 43.
- GARCIA M. (1983). – Contribución al Estudio de la Cuenca Progreso : III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros Geólogos, ESPOL, Guayaquil.
- GARCIA M. & VILEMA W. (1986). – Síntesis geológica de la Isla Puná. IV Cong Ecuat. de G.M. Quito-Ecuador.
- GARNER H. (1956). – Geological Report : Southern Guayas Province. Informe inédito de Calec.
- GEYER O. F. (1974). – Der unterjura (Santiago formation) von Ekuador. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **9**, 525-541.
- GOOSSENS P. (1970). – The Geology of Ecuador, *Ann. Soc. géol. Belgique*, **93**, 255-263.
- GOOSSENS P. (1972). – Metallogeny in Ecuadorian Andes. *Econ. Geology*, **67**, 458-468.
- GOOSSENS P. & ROSE W. (1973). – Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 1043-1052.
- GOOSSENS P., ROSE W. & FLORES D. (1977). – Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 1711-1720.
- GORDON R. G. & JURDY D. M. (1986). – Cenozoic Global Plate Motions. *J. Geoph. Res.*, **91**, B12, 12.389-12.406.
- GOYES P. (1987). – Seismic stratigraphy and structure of the Progreso Basin, Ecuador, M S Thesis, Texas A & M University, 83 p.
- GRAFFHAM A. (1943). – Paleontologic Report of the Progreso Basin of Ecuador with Stratigraphic notes and Paleontologic report on the IEPC Solano N° 1 Well. reporte inédito MEC-71, 17 p.
- GUENEAU *et al.* (1974). – Estudio de lineas sismicas de la plataforma continental ecuatoriana, Inédit, CEPE- SHELL.
- HALL & CALLE (1982). – Geochronological Control for the Main Tectonic-Magmatic Events of Ecuador : *Earth Sci. Rev.*, **18**, 215-239.
- HENDERSON W. (1979). – Cretaceous to Eocene Volcanic arc Activity in he Andes of Northern Ecuador. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 367-378.
- HENDERSON W. (1981). – The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. Gebrüder Borntraeger, REF.
- HERBERT H. & PICHLER (1983). – K-Ar Ages of Rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. *Z. dt. geol. Ges.*, **134**, 483-493.
- HINOJOSA G. (1983). – Estructuras asociadas a fallas de crecimiento en el Golfo de Guayaquil. III Cong. Ecuat. de G. M y P, Guayaquil.
- HUACHO *et al.* (1990). – Geological and structural interpretation and image processing of Landsat and radar data of the sub-andean zone and the western part of the Oriente basin, Ecuador. PETROECUADOR-UNOCAL, Proj. Unocal 863-18101, inédit.
- IEPC Reporte Geológico y Geofísico de la IEPC sobre la Concesión Daule-Guayas. Inédit.
- IGLESIAS R., EGUEZ A. y PEREZ V.H. (1991). – Mapa sismo-téctónico del Ecuador, Consejo de Seg. Nacional, Quito.
- INSTITUTO FRANCES DEL PETRÓLEO (1968). – Informe Geológico sobre las posibilidades petrolíferas de las provincias costeras del Ecuador. Informe Inédito de IFP, 75 p.
- JAILLARD E. (1993). – L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique. *Bull. Soc. géol. France*, **106**, 819-830.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. & MOURIER TH. (1990). – Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times : a Tethyan model. *J. Geol. Soc. London*, **147**, 1009-1022.
- JAILLARD E., BENITEZ S. y ORDOÑEZ (1992). – Actividades y resultados del convenio Orstom-Petroproducción entre 1991 y 1993. Inédit.
- JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENITEZ S., BERRONES G., JIMENEZ N., MONTENEGRO G. & ZAMBRANO I., (1993). – Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting : Southern Ecuador during Late Cretaceous to Late Eocene times : In Petr. basins of S. A., *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 615-631.
- JAMES D. (1973). – La Evolución de los Andes, *Scientific American*, **229**, 2, 60-69
- JARRARD R. D. (1986). – Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, New York 10964.
- JIMENEZ N. (1985). – Corte Estratigrafico de la Cuenca Progreso. Tesis de Grado, Universidad Central, Quito
- JIMENEZ N. y MOSTAJO E. (1989). – Zonación de nanofósiles calcáreos del Eoceno Punta Ancon-Punta Mambra. *Geociencias*, 24-29.
- JONES P.R. (1981). – Crustal structures of the Peru continental margin and adjacent Nazca plate, 9°S latitude. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **154**, 423-441.
- JONES G. (1987). – Foraminiferal Biostratigraphy and paleoecology of tertiary age outcrop samples, Progreso Basin, Ecuador. UNOCAL.
- JUTEAU T., MÉGARD F., RAHARISON L. & WHITECHURCH H. (1977). – Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien ; nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. géol. France*, **105**, 1127-1132
- KEHRER W. & KEHRER P. (1969). – Die oberkretazische San-Juan-Formation der Westkordillere Ecuadors. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **133**, 1-22.
- KEHRER W. & KAADEN G. (1979). – Notes on the geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera. *Geol. Jb.*, **35**, 5-57
- KELLOGG J.N., GODLEY V.M., ROPAIN C. & BERMUDEZ A. (1983). – Gravity anomalies and tectonic evolution of Northwestern South America. Caribbean Geological Conference.
- KENNERLEY J. B. (1980). – Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Mem. Geology and Mineral Ressources*, **55**, 17 p., Londres.
- KISSEL C., LAJ C., SURMONT J., MACEDO-SANCHEZ O. & MITHOUARD P. (1992). – South American active margin : Andean deflections and crustal thickening. *Bull. Soc. géol. France*, **163**, 371-380.
- KULM L.D., RESIG J.M., THORNBURG T.M. & SCHRADER H.J. (1982). – Cenozoic structure, stratigraphy and tectonics of central Peru forearc. Trench-Forearc Geology, *Geol. Soc. London, Spec. publ.*, **10**, 151-169.
- LADD J.W. (1976). – Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 969-976.
- LAMB S.H. & BIBBY H.M. (1989). – The last 25 Ma of rotational deformation in part of the New Zealand plate-boundary zone. *J. Struct. Geol.*, **11**, 473-492.

- LANDES R. W. (1944). – Geologia de la region sur-occidental del Ecuador. *Bol. Inst. Sudam. Petr.*, 1, 3, 191-200, Montevideo.
- LANGSETH M. G. (1990). – Introduction to special section on the role of fluids in sediment accretion, deformation, diagenesis, and metamorphism in subduction zones. *J. Geoph. Res.*, 95, B6, 8737-8741.
- LARUE D. K. & SPEED R. C. (1984). – Structure of the accretionary complex of Barbados, II : Bissex Hill. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, 1360-1372.
- LAVENU A. y NOBLET C. (1988). – Análisis sedimentológico y tectónico de la cuenca intramontañosa terciaria de Cuenca (Sur del Ecuador). V Congreso Ecuat. de G. M.P. y CC Afines, Loja-Ecuador.
- LAVENU A. & NOBLET C. (1989). – Syndedimentary tectonic control of Andean intermontane strike-slip basins of south Ecuador (South America). Int. Symp. : Intermontane Basins, Chiang Mai, Thailand.
- LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M.G., EGUEZ A., DUGAS F. & VIVIER G. (1992). – New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes : Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *J. South Amer. Earth Sciences*, 5, 309-320.
- LAVENU A., NOBLET C. & WINTER T. (1995). – Neogene ongoing tectonics in the southern Ecuadorian Andes, Analysis of the evolution of the stress field, *J. Struct. Geol.*, 17, 47-58.
- LEBRAT M. (1985). – Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident Equatorien : implications géodynamiques. Docum. et trav. du Centre Géol. et Géoph. de Montpellier, N°6, 118 p.
- LEBRAT M., MÉGARD F., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). – Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 569-578.
- LEON I. (1983). – Géologie des Matières Premières Minérales et Énergétiques. D.E.A. Université de Pau et des Pays de L'Adour.
- LEWIS G.E. (1956). – Andean Geologic Province. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 65, 277-288.
- LITHERLAND K., & ASPDEN J.A. (1991). – Terrane-boundary reactivation : A control on the evolution of the Northern Andes. *J. South Amer. Earth Sci.*, 5, 71-76.
- LITHERLAND M., FORTEY N.J. & BEDDOE-STEPHENS B. (1992). – Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes. *J. South Amer. Earth Sci.*, 6, 67-75.
- LONSDALE P. (1978). – Ecuadorian Subduction System, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, 2454-2477.
- LONSDALE P. & KLITGORD K. D. (1978). – Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p. 1-9.
- LUYENDYK B. P. (1970). – Dips of Downgoing Lithospheric Plates Beneath Island Arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 3411-3416.
- MACKAY M. E., & MOORE G. F. (1990). – Variation in Deformation of the South Panama Accretionary Prism. Response to oblique subduction and trench sediment variation. *Tectonics*, 9, 683-698.
- MACHARE J., SEBRIER M., HUAMAN D. y MERCIER J. (1986). – Tectónica Cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. geol. Peru*, 76, 45-77.
- MALOD J. A., KEMAL B. M., BESLIER M. D. et al. (1993). – Déformation du bassin d'avant-arc au Nord-Ouest de Sumatra ; une réponse à la subduction oblique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 791-797.
- MALTMAN A. J., BYRNE T. & KARIG D. E. (1993). – Deformation at the toe of an active accretionary prism : Synopsis of results from ODP Leg 131, Nankai, SW Japan. *J. Struct. Geol.*, 15, 949-964.
- MANLEY E. (1957). – The palaeontology of type section of the Ancon point Formations. Geol. Report No. 87, AEO. Inédit.
- MARCHANT S. (1956). – Studies in the revision of the geology of the Ancon area -I : Geol. Report No. 67, AEO. Inédit.
- MARCHANT S. (1956). – Studies in the revision of the geology of the Ancon area-II : Geol. Report No 68, AEO. Inédit.
- MARCHANT S. (1957). – Studies in the revision of the geology of the Ancon area -IV. Stratigraphical aspects of recent shallow cored holes. Geol. Report No. 82, AEO. Inédit.
- MARCHANT S. (1957). – Studies in the revision of the geology of the Ancon area-V. The section in the surface strata between the Santo Tomas and La Fe areas. Geol. report No 86, AEO. Inédit.
- MARCHANT S. (1961). – A Photogeological Analysis of the Structure of the Western Guayas Province, Ecuador with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping, *Quart. J. Geol. Soc. London*, 114, 215-233.
- MARCHANT S. y BLACK CDG. (1960). – The Nature of Clay Pebble beds and associated rocks of southwest Ecuador. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 113, 317-331.
- MARKS G.J. (1949). – Age of the Hannatoma fauna, in the Zapotal Sands of SW Ecuador, *J. Paleont.*, 23, 453-454.
- MARKS J. G. (1951). – Miocene stratigraphy and paleontology of Southwestern Ecuador, *Bull. Am. Paleont.*, 33, 139, 271-433.
- MARKS J. G. (1956). – Pacific coast geologic province of Ecuador. In Handbook of SA Geology, *Geol. Soc. Am., Mem.*, 65, 277-288.
- MARKSTEINER R. & ALEMAN A. (1990). – Coastal Ecuador technical agreement, AMOCO-PETROECUADOR.
- MARLOW M.S., COOPER A.K., SCHOLL D.W. & MCLEAN H. (1982). – Ancient plate boundaries in the Bering Sea region : Trench-Forarc Geology, *Geol. Soc. London, Spec. publ.*, 10, 201-212.
- MARSHALL L., SEMPERE TH., & GAYET M. (1993). – The Petaca (late Oligocene-middle Miocene) and Yecua (late Miocene) formations of the subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Docum. Lab. géol. Lyon*, 125, 291-301.
- MAROCCHO R. (1991). – Sedimentación neógena continental en los Andes Centrales : implicaciones geodinámicas. Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile, Resumen expand., 912-916.
- MAROCCHO R., LAVENU A. y NOBLET C. (1990). – La cuenca intramontana en compresión de Vilcabamba (sur del Ecuador). Análisis tectonosedimentario. Mem. ISAG - Grenoble.
- MARSAGLIA K.M. & CAROZZI A.V., Depositional environment, sand provenance, and diagenesis of the Basal Salina Formation (Lower Eocene) NW Peru. *J. South Amer. Earth Sci.*, 3, 253-267.
- MASCLE A. (1989). – Les prismes d'accrétion, *La Recherche*, 215.
- MC CAFFREY (1988). – Active Tectonics of the Eastern Sunda and Banda Arcs. *J. Geoph. Res.*, 93, B12, 15,163-15,182.
- MC COURT W.J., ASPDEN J.A. & BROOK M. (1984). – New geological and geochronological data from the Colombian Andes : continental growth by multiple accretion. *J. Geol. Soc. London*, 141, 831-845.
- MC GEARY S., NUR A. & BEN-AVRAHAM Z. (1985). – Spatial gaps in arc volcanism : the effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*, 119, 195-221.
- MC LAUGHLIN D. H. (1956). – Geology of the south-western side of the Progreso basin, Guayas province Ecuador. Rapport inédit California Ecuador Pet. Co.
- MÉGARD F. LEBRAT M. y MOURIER TH. (1986). – Las suturas entre bloques exóticos y continente en el Ecuador y el Norte del Peru. Santiago de Chile, Comunicaciones, 37, 17-30.
- MÉGARD F., ROPERCH P., LEBRAT M., LAJ C., MOURIER T. & NOBLET (1987). – L'Occident Équatorien : Un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-américain. *Bull. Inst. Fr. Études Andines*, 1-2, 39-54.
- MILLS S. J. (1967). – Tertiary stratigraphy in coastal Ecuador. Rapport inédit AEOL.

- MILLS S.J. (1968). – The Micropaleontology of the San Eduardo Limestone and associated stratigraphic units. A.E.O., Pal Note No. 1, Inf. inédit.
- MILLWARD D., MARRINER G.F. & SAUNDERS (1984). – Cretaceous tholeiitic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 847-860.
- MIRO M., AYON H. y BENITEZ S. (1973). – Morfología y Estructura del margen continental ecuatoriano, INOCAR.
- MITE M. (1990). – Estudio geomorfológico de la Fm Cayo en el Norte de Guayaquil, Tesis Ing. Geol. ESPOL- Guayaquil.
- MITOUARD P., KISSEL C. & LAJ C. (1990). – Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth Plan. Sci. Letters*, **98**, 329-339.
- MOBERLY R., SHEPHERD G. L. & COULBOURN W.T. (1982). – Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. In *Trench-Forearc Geology. Geol. Soc. London, Spec. publ.*, **10**, 171-189.
- MONTENEGRO G. y LOOR B. (1988). – Informe geológico de los acantilados de Ancon entre Anconcito y Punta Mambra. CEPE Informe técnico No 2 inédito.
- MOORE G.F., SHIPLEY T. H., STOFFA P. L., KARG D. E., TAIRA A., KURAMOTO S., TOKUYAMA H. & SUYEHIRO K. (1990). – Structure of the Nankai Trough Accretionary Zone from Multichannel Seismic Reflection Data. *J. Geoph. Res.*, **95**, B6, 8753-8765.
- MORRIS R. & ALEMAN A. (1975). – Sedimentation and tectonics of middle cretaceous Copa Sombrero formation in Northwest Peru. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **48**, 49-64.
- MORENO M. (1983). – Estratigrafía detallada del Grupo Azúcar en los acantilados de Playas. Tesis de Grado, ESPOL, Guayaquil.
- MORENO M. (1984). – Avance en el conocimiento geológico de la Península de Santa Elena, Inf. Inédit, CEPE, Guayaquil.
- MOURIER TH., MÉGARD F., REYES-RIVERA L. & PARDO A. (1988). – L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Équateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. *Bull. Soc. géol. France*, (8), **4**, 1, 69-79.
- MOURIER TH., BENGTON P. *et al*, (1988). – The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, northern Peru paleontology, biostratigraphy, radiometry, correlations. *Newsl. Stratigr.*, **20**, 143-177.
- MURRAY A. J. R. (1925). – A report on the southern property of the AEOL and adjacent territory. Rapport inédit AEOL.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972). – La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. géol. France*, **16**, 577-582.
- NAVARRETE E. (1986). – Estudio Micropaleontológico de la Formación San Mateo en el corte Puerto López-Salango, Manabí. IV Cong. Ecuat. de G.M. Quito-Ecuador.
- NILSEN T. & ZUFFA G. (1982). – The Chugoh Terrane, a Cretaceous trench-fill deposit, southern Alaska, in *Trench fore-arc Geology. Geol. Soc. London, Spec. publ.*, **10**, 213-228.
- NOBLE D., MCKEE E., MOURIER TH. & MÉGARD F. (1990). – Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1105-1113.
- OLSSON A. A. (1931). – Contributions to the tertiary paleontology of Northern Peru. PT. 4, The peruvian Oligocene. *Bull. Am. Paleont.*, **17**, 63, 100-264.
- OLSSON A. A. (1939). – Introduction à la Géologie du NO du Pérou et SO de l'Équateur. *Ann. Off. Nat. Comb. Liq.*, **14° ann.**, **3**, 551-604.
- OLSSON A. A. (1942). – Tertiary deposits of NO south America and Panama. *Proc. 8 th Am. Sci. Congr., Washington*, **4**, 231-287.
- OCHOA A. (1980). – Evaluación hidrocarburífera de la cuenca Sechura. *Bol. Soc. geol. Perú*, **67**, 133-152.
- ORDÓÑEZ M. (1983). – La utilización de los Foraminíferos Bentónicos y Planctónicos en la Determinación de la Estratigrafía y ambientes de depositación en el Golfo de Guayaquil : III Cong. Ecuat.G.M.P., ESPOL, Guayaquil.
- ORDÓÑEZ M., ZAMBRANO I. y JIMÉNEZ N. (1986). – Bioestratigrafía de la cuenca Progreso en la Provincia del Guayas : IV Congr. Ecuat. de G.M.P., Quito-Ecuador.
- ORDÓÑEZ M., ZAMBRANO I. y JIMÉNEZ N. (1987). – Bioestratigrafía del Pozo Ricaurte-I en la Provincia de Manabí, V Congr. de G. M. P., Loja-Ecuador.
- ORDÓÑEZ M., ZAMBRANO I. y JIMÉNEZ N. (1992). – Contribución al estudio bioestratigráfico de la cuenca oriental ecuatoriana : Pozo Pungarayacu No 30. *Bol. Geol. Ecuator.*, **3**, **1**, 5-32.
- PALACIOS W. (1983). – Geología del N.O. de la Isla Puná. Tesis de Grado, ESPOL, Guayaquil.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. (1987). – Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, **6**, 233-248.
- PAEDES M. (1958). – Terciario de La Brea y Pariñas y Area de Lobitos, Tesis Univ. de San Agustín, Arequipa, Peru.
- PELLETIER B. & DUPONT J. (1990). – Érosion, accrétion, extension arrière-arc et longueur du plan de subduction le long de la marge active des Kermadec, Pacifique Sud-Ouest. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 1657-1664.
- PÉREZ T. G. (1980). – Evolución geológica de la Cuenca Pacífica (geosinclinal Bolívar), sector Noroccidental de Suramérica. *Bol. Geol. Bucaramanga* (Colombia), **14**, (28), 25-44.
- PICHLER H., & ALY S (1983). – Neue K-Ar-Alter plutonischer Gesteine in Ecuador. *Z. D. geol. Ges.*, **134**, 495-506.
- PILGER JR R. H. (1981). – Plate reconstructions, aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **92**, 448-456.
- PILGER JR R. H. (1984). – Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism : South American Andes. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 793-802.
- PLATT J. P. (1986). – Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037-1053.
- PLATT J. P., LEGGETT J. K. & ALAM S. (1988). – Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, Southwest Pakistan. *J. Geoph. Res.*, **93**, B7, 7955-7973.
- RAHARJIOHANA L. (1980). – Pétrographie des roches volcaniques et antéorogéniques des Andes équatoriennes ; contribution à l'étude de leurs paragenèses métamorphiques, Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 166 p.
- RESTREPO J.J. y TOUSSAINT J.F. (1987). – Cuencas de tracción sinestrales en la falla de minas del sistema Cauca-Romeral, en las cercanías de Medellín, Colombia. *Rev. Geológica*, **31**, 57-60.
- RESTREPO J.J. & TOUSSAINT J.F. (1988). – Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, **11**, 3.
- ROPERCH P., MÉGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T., & NOBLET CH. (1987). – Rotated oceanic blocs in western Ecuador, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 558-561.
- ROYDEN L. H (1993). – Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**, 629-638.
- RYAN H. F. & SCHOLL D. W. (1989). – The evolution of Forearc structures along an oblique convergent margin, Central Aleutian Arc. *Tectonics*, **8**, 497-516.
- SANTOS M. (1983). – La Subcuenca Manabí y su contexto regional. III Cong. Ecuat. G.M.P., ESPOL, Guayaquil.
- SANTOS M. (1986). – Gallo Rumi : ambiente de depósito, consecuencias estructurales. IV Cong. Ecuat. G.M.P., Quito-Ecuador, **1**, 123-136.
- SANTOS M. y RAMÍREZ F. (1986). – La formación Apagua, una nueva unidad eocénica en la cordillera occidental ecuatoriana. IV Cong. Ecuat. G.M.P., Quito-Ecuador, **1**, 179-190.

- SANTOS M., RAMÍREZ F., ALVARADO G., GUEVARA G. y SALGADO S. (1986). – La Formación Punta Blanca y su miembro San Mateo. IV Cong Ecuat. de G.M.P., Quito-Ecuador, 1, 49-60.
- SANTOS M., RAMÍREZ F., ALVARADO G. y SALGADO S. (1986). – Las calizas del Eoceno medio del occidente ecuatoriano y su paleogeografía. IV Cong. Ecuat. G.M.P., Quito-Ecuador.
- SAUER W. (1965). – Geología del Ecuador, Min. Ind., Quito, 383 p.
- SCHOLL B. J. (1991). – Surface Geology of the Rodeo Nose, Tennessee del Ecuador S.A., Geological Department Cautivo, Ecuador, Technic Report No. G-1-143 (Inédit).
- SCHWEINFURTH S. (1957). – Geology of the Daular Area, Progreso Basin, Guayas Province, Ecuador. Colec, Cautivo MEC-G-81 18.
- SÉBRIER M. & LAVENU A. (1988). – Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3, 85-106.
- SEELY *et al.* (1974). – Trench slope model; in The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York., 249-260.
- SEELY D.R. (1979). – The Evolution of structural highs bordering major forearc basins : Geological and geophysical investigations of continental margins, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 29, p.245-260.
- SEISMOGRAPH SERVICE LIMITED (1967). – Reinterpretación de dos Campañas de Sísmica de Reflexión : Cuenca Progreso y Golfo de Guayaquil. Anglo Ecuadorian Oilfields.
- SEISMOGRAPH SERVICE LIMITED (1967). – Reinterpretación de dos campañas de Sísmica de Reflexión. Prospectos Progreso y Golfo de Guayaquil-Ecuador. Anglo Ecuadorian Oilfields.
- SEMPÉRE T. (1991). – Cenozoic tectonic «phases» in Bolivia : some needed clarifications. *Congr. Geol. Chileno*, Resúmenes expandidos, 877-881.
- SÉRANNE M. (1987). – Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (Nord-Ouest du Pérou). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 16, 103-125.
- SHEPHERD G. (1979). – Shallow Crustal Structure and marine Geology of a convergence zone, North West Perú and South west Ecuador. Tesis P.H.D. en Geología, Univ. de Hawai, 201 p.
- SHEPHERD G. & MOBERLY R. (1981). – Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 154, 351-391.
- SHEPPARD G. (1937). – The geology of Southwestern Ecuador, Billing and Sons, London, 275 p.
- SHIKI T. & MISAWA Y. (1982). – Forearc geological structure of the Japanese Islands : Trench-Forearc geology. *Geol. Soc. London, Spec. publ.* 10, 63-76.
- SHIPLEY T. H., STOFFA P. L. & DEAN D. F. (1990). – Underthrust sediments, fluid migration paths, and mud volcanoes associated with the accretionary wedge off Costa Rica : Middle America Trench. *J. Geoph. Res.*, 95, B6, 8743-8752.
- SHUMWAY G. (1954). – Carnegie ridge and cocos ridge in the East Equatorial Pacific. *J. Geology*, 62, 573-586.
- SIGAL J. (1968). – Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. *Instituto Francés Petroleo- Serv. Nac. Geol. y Minería. Quito*.
- SIGAL J. (1969). – Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Esp. Micropal.*, 1, 205-236.
- SINCLAIR J.H., & BERKEY C.P. (1923). – Los Cherts y las rocas ígneas del campo petrolífero de Santa Elena Ecuador. Min. de OO., Quito.
- SMALL J. (1962). – Stratigraphy of Southwest Ecuador and Ancón Oilfield Studies. Tesis doctoral, Universidad de Colorado, 185 p.
- SMITH (1947). – Informe Geológico y geofísico de la Int. Ecuad. Pet. Co. sobre la concesión Von Buchwald. Inédit Ministerio de Energía y Minas.
- SOLER P. & BONHOMME M. (1990). – Relation of Magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, 241, 173-191.
- SUÁREZ G., MOLNAR P. & CLAEK B. B. (1983). – Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and Southern Colombia. *J. Geoph. Res.*, 88, B12, 10, 403-10, 428.
- STAINFORTH R. M. (1948). – Applied micropaleontology in Coastal Ecuador. *J. Paleont.*, 22, 2, 113-51.
- STOW D.A.V. (1985). – Five grained sediments in deep water : on overview of process and facies model. *Geomarine letters*, 5, 17-24.
- SUTTON E. (1959). – Geology of the Colonche Hills, Julio Moreno and Dos Bocas Areas, Progreso Basin, Guayas Province Ecuador. Informe no publicado, Colec, 70.
- TEXACO-PECTEN (1987). – Geological and Geophysical evaluation Block 6, Manabi, Ecuador. Inédit.
- TEXACO-PECTEN (1989). – Final summary report on Block 6, Manabi Basin. Inédit.
- THALMANN H. (1946). – Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 30, 337-347.
- THIELE R. & PINCHEIRA M. (1987). – Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la zona de Falla Atacama, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 31, 77-94.
- THORNBURG T. & KULM L.D. (1981). – Sedimentary basins of the continental margin : Structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6°S to 16° S latitude. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 154, 393-422.
- TOUSSAINT J. F. & RESTREPO J. (1987). – Limites de placas y acortamientos. *Rev. Geol. Chile*, 31, 95-100.
- TOUSSAINT J. F. & RESTREPO J. (1990). – The Colombian Andes during Cretaceous times, in Cretaceous tectonics of the Andes, Ed. J. Salfitty, 60-99.
- TORO J. (1994). – Geodinámica de la Cuenca Progreso, Provincia del Guayas. Tesis Universidad Central, Quito.
- TSCHOPP H. J. (1948). – Geologische Skisse von Ekuador. *Bull. Ass. Swiss Géol. Ing. Pérol.*, 1, 48, 14-15.
- TSCHOPP H. J. (1953). – Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-50, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 37, 10, 2303-47.
- TSUCHI R. *et al.* (1988). – Fundamental data on Cenozoic stratigraphy of the Pacific Coast of Ecuador, Reports on Andean Studies, S Vol. 2, Shizuoka University.
- TRAVIS R.B., GONZALES G. & PARDO A. (1985). – Hydrocarbon potential of coastal basins of Peru. *Petroleos del Peru*, Lima, Peru.
- UNDERWOOD M.B. & BACHMAN S.B. (1982). – In Trench Forearc Geology, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 10, 537-550.
- UNOCAL (1987). – Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tertiary age outcrop samples, Progreso Basin, Ecuador, Proj. 622-30533, Inédit.
- UNOCAL (1987). – Calcareous nannofossil analysis of samples from Progreso Basin Ecuador, Proj. 622-30564, Inédit.
- VAN ANDEL T. H. *et al.* (1971). – Tectonic of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 1489-1508.
- VAN THOURNOUT F., QUEVEDO L. & PASTEELS P. (1990). – Edades radiométricas de rocas ígneas en el Noroccidente Ecuatoriano, V Cong. Ecuat. G.M.P., Loja-Ecuador.
- VERA R. (1982). – Geología de la Isla Santa Clara, Tesis de grado, ESPOL, Guayaquil.
- VILEMA W. (1994). – Informe geológico de la Cuenca Naranjal, Rapport inédit, LABOGEO-Petro-produccion Guayaquil.
- VILLACRES J. (1990). – Estudio estratigrafico y sedimentológico de la Fm Angostura en el Rio Cascol y Cerro la Mona, Tesis de Grado, ESPOL, Guayaquil.

- VON HUENE R. (1979). – Structure of the Poter Convergent Margin off Kodiak Island, Alaska, from Multichannel Seismic Records. Geological and Geophysical Investigation of Continental Margin, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* **29**, 261-272.
- VON HUENE R., AUBOUIN J., AZEMA J. *et al.* (1982). – A summary of Deep Sea Drilling Project Leg 67 shipboard results from the Mid-America Trench transect off Guatemala : Trench-Forearc Geology, *Geol. Soc. London, Spec. publ.* **10**, 121-130.
- VON HUENE R. & LALLEMAND S. (1990). – Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 704-720.
- VON HUENE R., & SCHOLL D.W. (1991). – Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev. Geophysics*, **20**, 279-316.
- WALKER R.H. (1975). – Generalized facies model for resedimented conglomerates of turbidites association, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748.
- WALKER R. H. (1989). – Turbidites and turbidites currents. Introduction, facies sequences dans models lectures. Notes Univ. Hamilton, Ontario, 177 p.
- WALLRABE-ADAMS H. (1990). – Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes : the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, **185**, 163-182.
- WINTER TH. y LAVENU A. (1988). – Evidencias morfológicas y microtectónicas de una falla de rumbo activa en la parte central del Ecuador. V Cong. Ecuat. G.M.P., Loja-Ecuador.
- WHITTAKER J. E. (1988). – Benthic Cenozoic Foraminifera from Ecuador (Coastal area), British Museum (Natural History), London, 194 p.
- WOODSIDE P. (1978). – Posibilidades petrolíferas del Golfo de Guayaquil, AEIGMP-ESPOL, Guayaquil.
- WORTEL M.J.R. (1984). – Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. geol. Soc. London*, **141**, 783-791.
- YUAN P. B. (1987). – Forearc Sedimentation in Terraba Trough, Costa Rica, Central America. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **71**, 630, Abstract.